

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

***Discipline : Sciences de la Terre
Formation Doctorale : Structure et évolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau***

présentée et soutenue publiquement

par

Aude Gébelin

Le 3 Décembre 2004

**Déformation et mise en place des granites (360-300Ma) dans un segment de la
Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central)**

~

JURY

M. Maurice BRUNEL
M. Michel FAURE
M. Jean-Marc LARDEAUX
M. Didier MARQUER
M. Philippe ROSSI
M. Patrick MONIÉ

Professeur, Université de Montpellier II
Professeur, Université d'Orléans
Professeur, Université de Nice
Professeur, Université de Besançon
Ingénieur BRGM, Orléans
CR1 CNRS Montpellier

Directeur de Thèse
Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

M. Patrick LEDRU
M. Philippe MATTE

Ingénieur BRGM, Orléans
DR, CNRS Montpellier

Invité
Invité

AVANT-PROPOS

Les travaux présentés dans ce mémoire de Thèse de Doctorat ont été réalisés dans le cadre d'un contrat de collaboration de recherche entre le Bureau de Recherche Géologique et Minière, le laboratoire Dynamique de la Lithosphère de l'Université de Montpellier II (UMR 5573) et l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (UMR 6113).

Ce projet a été financé pour une durée de trente six mois dans le cadre du programme de la carte géologique de France sous la direction de Philippe Rossi.

Je tiens à remercier tout particulièrement Monsieur Philippe Rossi, directeur du Programme de la Carte Géologique de la France, qui a financé ce projet au cours de ces trois ans, pour m'avoir accordé sa confiance, son soutien moral et pour les discussions enrichissantes que nous avons eues sur le terrain et au B.R.G.M.

Un grand merci !

J'exprime ma profonde reconnaissance à Maurice Brunel et Michel Faure qui ont dirigé ce travail. Je leur sais gré de m'avoir accompagnée dans cette grande aventure de la Chaîne Varisque et les remercie pour la liberté qu'ils m'ont accordée dans l'organisation de ce mémoire, pour leur disponibilité sur le terrain et pour les conseils précieux et encouragements qu'ils m'ont insufflés ces trois années durant. Je les remercie infiniment pour m'avoir fait partager leurs connaissances, pour les suggestions et les critiques constructives qui ont permis l'élaboration de ce travail.

Philippe Matte m'a également sensibilisée à la grande géologie et à la tectonique des chaînes de montagnes. Son dynamisme et son enthousiasme sur le terrain ont été un moteur permanent au cours de cette étude. Je le remercie pour sa généreuse participation.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le soutien constant de l'équipe géophysique du BRGM. Je pense en particulier à Guillaume Martelet qui m'a formée à l'outil gravimétrique. Un merci sans égal pour sa générosité et sa disponibilité sur le terrain, tant au BRGM qu'au téléphone. Les discussions enrichissantes que nous avons eues au bureau lors de l'élaboration des modélisations gravimétriques et des conseils en tous genres sur l'organisation de mon travail, m'ont toujours été d'un grand soutien.

Je remercie également Catherine Truffert pour avoir su apprécier l'intérêt d'une étude gravimétrique sur le massif granitique de Millevaches. Elle a permis que ce projet bénéficie d'un soutien financier du BRGM.

Merci à Jean-Yves Roig pour les discussions constructives que nous avons eues lors de la réalisation des modélisations gravimétriques sur le Millevaches.

Merci à Monsieur Jézéquel pour m'avoir permis de faire les mesures de densité au BRGM et d'avoir validé les résultats par l'utilisation des liqueurs denses.

Un grand merci à Yan Chen qui, sans lui, les mesures ASM sur les parties centre et sud du Millevaches n'auraient pu se faire. Son énergie sur le terrain, sa rigueur dans le travail et son écoute envers les autres ont été pour moi d'un grand enseignement. Son avis sur l'interprétation des données ASM a été d'une aide précieuse lors de la construction du modèle de mise en place du Millevaches. Je remercie généreusement Jean-Yves Talbot qui m'a appris à me servir d'un susceptomètre et m'a encadrée lors du traitement des données ASM.

Je suis très reconnaissante à Michel de St Blanquat pour m'avoir fait partagé son expérience sur les granites et pour m'avoir prodigué des conseils précieux lors de l'élaboration de la note soumise au BSGF.

Tous mes remerciements vont à l'équipe des géochronologistes de Montpellier. Merci à Patrick Monié et à Nicolas Arnaud de m'avoir inculqué la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Merci à Marc Jolivet pour m'avoir appris la méthode de séparation des minéraux aux liqueurs denses. Merci à Françoise Roger d'avoir accepté de dater les granites et granulites du Millevaches par la méthode absolue.

J'exprime toute ma reconnaissance à Jean-Marc Lardeaux et Didier Marquer qui ont accepté de juger ce travail. Je remercie également Patrick Monié, Philippe Rossi, Patrick Ledru et Philippe Matte pour avoir bien voulu faire partie de mon jury.

Merci à Nicole Lebreton qui m'a aidée dans l'étude pétrologique des granulites du Millevaches.

Merci à Didier Lahondère et Frédéric Simien du BRGM et à l'équipe de Besançon : je pense à Patrick Rolin, Didier Marquer, Charles Cartanaz, Michel Rossy et Philippe Henry pour les discussions dynamiques et enrichissantes que nous avons partagées sur le terrain.

Anne Delplanque a été d'une aide précieuse lors de la conception des illustrations. Pour son aide constructive, pour sa générosité de tous les instants et pour son soutien moral sans faille, un grand grand merci !

Je remercie Stéphane Dominguez pour la réalisation des MNT sur la région Limousin. Son énergie, sa bonne humeur et son enthousiasme en toute circonstance ont été d'un profond réconfort. Merci, merci encore.

La carte géologique de Felletin n'aurait pu être achevée sans l'aide précieuse de Christophe Nevado et Doriane Delmas pour la réalisation des lames minces. Un grand merci.

Les mesures de densité des granites du Millevaches et des formations encaissantes ont sollicité les muscles et les compétences de Bernard Sanche pour le prélèvement d'échantillons frais et représentatifs. Merci Bernard pour ces quatre jours de travail sur le terrain.

Je tiens à remercier Olivier Rouer pour sa disponibilité et son encadrement à la microsonde électronique du BRGM lors des mesures des monazites qui ont fait l'objet de datations par la méthode U-Th-Pb. Merci également à Manuel Duguet pour l'aide qu'il m'a apportée lors du traitement des données monazites. Je le remercie également pour son initiation au logiciel Thermocalc appliqué sur les granulites du Millevaches. Merci encore et encore pour son soutien permanent.

Je remercie Maurice Mattauer pour ses conseils avisés.

Je remercie Marc Daignières, Directeur de l'Ecole doctorale « Science de la terre et de l'eau » de m'avoir accueillie au sein de son école, ainsi que Jacques Malavieille dans un premier temps puis Serge Lallemant, Directeurs du laboratoire dynamique de la lithosphère.

Un grand merci ...

A Ann-Sophie Provost, Jacques Malavieille, Serge Lallemant, Alain Chauvet, Erik Doerflinger, Christian Romano, Pierre Labaume, Rémy Enjoly, Kuo Jen Chang, Hamid Nazari, Ricardo Vassalo, Anne-Elizabeth Lebatard et Nicolas Estrada pour leur soutien quotidien.

À Mireille Massardo pour son aide administrative sans commune mesure au BRGM,

À Monsieur Lanez pour le prêt des cartes géologiques et documents du BRGM,

À Céline Fabrégat, Marie France Roch, Martine Rosset et Nathalie Mouly du laboratoire pour leur gentillesse et leur aide à la résolution des problèmes administratifs.

Cette longue liste d'acteurs qui ont permis l'élaboration de cette thèse n'aurait peut-être pu exister, sans au départ de cette longue aventure, les encouragements de Monsieur Jean Sougy et de Jean-Paul Sylvestre... et son aboutissement sans l'aide constante et régulière de Maurice Brunel.

Merci à Laure, Dany et Anthony

Merci à Marie-France Duguet et sa famille pour son accueil généreux et chaleureux

Merci à Anne et Flo

Merci à Grimoire de m'emmener loin très loin à grande vitesse pour oublier les difficultés de la vie

Merci à ma grand mère Lolette

Merci à Maman d'être présente à chaque instant depuis toujours

Merci à toi Jean-Christophe... Merci

Merci à vous que j'aime tant et vers lesquels je reviens toujours.

Déformation et mise en place des granites (360-300Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central)

Aude Gébelin*

RESUMÉ -

Le Limousin (NW du Massif Central) est caractérisé par de larges massifs granitiques mis en place entre 360 et 290 Ma. Ils présentent d'étroites relations spatiales avec de grands accidents ductiles en faille normale et décrochement qui prolongent vers le SE la zone de cisaillement Sud Armoricaïne.

Le volumineux ($\sim 10000\text{km}^3$) complexe granitique N-S de Millevaches, limité par des décrochements et failles normales, est un exemple type de granite mis en place dans un contexte tectonique décrochant.

Le modèle de mise en place des granites de Millevaches prend en compte l'analyse structurale, microstructurale, magnétique (A.S.M.), gravimétrique et géochronologique ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb). L'ascension des magmas se fait par des conduits verticaux étroits sous forme d'injections successives qui se relaient le long de l'axe principal N-S des Pradines. Les magmas sont ensuite piégés puis canalisés par la foliation précoce, anisotropie mécanique sub-horizontale majeure de la croûte moyenne. Les magmas syntectoniques du décrochement dextre N-S des Pradines enregistrent des trajectoires de déformation orientées N-S dans la faille et NW-SE de part et d'autre. La poussée du magma au toit du laccolite induit une déformation par aplatissement relaxée par le développement de failles d'échappement sub-horizontales et normales. La mise en place syntectonique des leucogranites du Millevaches, datée à 313 ± 4 Ma est contemporaine du métamorphisme granulitique subi par les roches encaissantes.

Le fonctionnement des décrochements du Limousin débute vers 350 Ma et finit vers 300 Ma. Nous proposons que les deux générations de granites (granodiorite-monzogranite et leucogranite) se mettent en place dès 350 Ma, dans une ceinture tectonique résultant d'un contexte en transpression. Les cisaillements ductiles constituent les branches d'un large, long (~ 700 km), et unique système décrochant lithosphérique analogue à une « pop-up structure » NW-SE dextre allant du Massif Sud Armoricain au Limousin.

MOTS-CLÉS – Granite, zones de cisaillement ductiles, laccolite, microtectonique, A.S.M., gravimétrie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb et U-Th-Pb, transpression, Millevaches, Limousin, Chaîne Varisque.

Deformation and emplacement of granites (360-300Ma) within the Variscan belt (the example of the Millevaches plateau, French Massif Central)

ABSTRACT -

The Limousin area is situated in the North West French Massif central and is characterized by large granitic plutons emplaced between 360 and 290 Ma. These plutons display close relationships with normal faults and strike slip faults forming the SE extension of the South-Armorican shear zone. The large N-S trending granitic complex of the Millevaches, limited by wrench faults and normal faults, displays structures characteristic of an emplacement within a strike-slip tectonic context.

Structural and microstructural analyses, AMS, gravity analysis and geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb) allow us to propose an emplacement model for the Millevaches granite.

Magma ascent proceeds through vertical narrow ducts by successive injections along the NS-oriented principal axis of the Pradines fault. Magmas are then trapped and channeled in the previously-formed flat-lying micaschist foliation which constitutes a major mechanical anisotropy of the middle crust. Synkinematic plutons emplaced in the dextral wrenching Pradines fault record N-S trending deformation trajectories in the Pradines fault and NW-SE on both sides of it. The magma rising towards the roof of the laccolite induces an oblate coaxial deformation accommodated by flat-lying normal faults. The crystallization of synkinematic leucogranites of the Millevaches dated at 313 ± 4 Ma, is coeval with the granulitic metamorphism which affected the surrounding micaschists.

Within the Limousin area, the onset of wrench tectonic is dated around 350 Ma and deformation ends around 300 Ma.

We suggest that the two generations of granite (granodiorite-monzogranite and leucogranite) were emplaced around 350 Ma in a tectonic belt resulting from a transpressive tectonic context in response to the continental collision between Laurentia and Gondwana. Ductile shear zones constitute branch of a large and single wrenching lithospheric system similar to a NW-SE trending dextral “pop-up structure” going from the south Armorican Massif to the Limousin.

KEY-WORDS – Granite, ductile shear zones, laccolite, microtectonic, A.M.S., gravity, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb and U-Th-Pb geochronology, transpressive tectonic context, Millevaches, Limousin, Variscan belt

*- Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, CC060, Place E.Bataillon, 34095 cedex5 Montpellier.

CHAPITRE I : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE VARISQUE

I. Architecture de la Chaîne Varisque en Europe

I-1. Généralités

I-2. Description des trois domaines principaux de la chaîne Européenne

I-2-a. La zone méridionale

I-2-b. La zone centrale

I-2-c. La zone septentrionale

I-3. Les modèles d'évolution de la Chaîne Varisque

I-3-a. Modèle d'évolution monocyclique de la chaîne Varisque

I-3-b. Modèle polycyclique de la Chaîne Varisque

II. Cadre tectonique du Massif Central Français

II-1. Rappels historiques

II-2. Les grandes unités lithotectoniques

II-2-a. Les unités méridionales paléozoïques

II-2-b. L'unité para-autochtone

II-2-c. L'Unité Inférieure des Gneiss

II-2-d. L'Unité Supérieure des Gneiss

II-2-e. Les unités épizonales

II-3. Grands événements tectonométamorphiques de la chaîne Varisque dans le Massif Central

II-3-a. La distension Cambro-Ordovicienne: 500Ma-480Ma

II-3-b. Les événements de haute pression : 430-400Ma

II-3-c. Exhumation des roches de haute pression : anatexie et métamorphisme Barrovien: 400-370Ma

II-3-d. Le métamorphisme Barrovien entre 360Ma et 340Ma

II-3-e. La période 330-290Ma

II-3-e-i. L'extension NW-SE du Carbonifère moyen

II-3-e-ii. L'extension NE-SW : fin du Carbonifère début du Permien

III. Les problèmes posés

III-1. La localisation des zones de suture

III-2. La profusion des granites

III-3. La phase d'extension tardi-orogénique

III-4. L'interprétation des linéations

III-5. La faille du Sillon Houiller

CHAPITRE II : METHODOLOGIE

I. Etude Structurale et cartographique

II. La mesure des Orientations Préférentielles de Réseau (O.P.R.): la technique EBSD

II-1. Instruments et techniques de mesure des OPR

II-2. Appareillage

II-3. Formation des figures de diffraction

II-4. Conditions de travail

III. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A.S.M.)

III-1. Introduction

III-2. Principes de l'étude A. S. M.

III-3. Traitement des données A. S. M.

IV. Etude des microstructures des roches magmatiques

IV-1. Exemples de microstructures magmatiques

IV-2. Exemples de microstructures acquises à l'état solide de très haute température (> 600-650°C) ou juste avant la cristallisation totale du magma (pre-full-crystallization)

IV-3. Exemples de microstructures acquises à l'état solide de moyenne à basse température ($350^{\circ}\text{C} < T < 600^{\circ}\text{C}$)	P.46
V. La Gravimétrie	P.47
V-1. Rappels	P.47
V-2. Définition de l'ellipsoïde comme système de référence	P.47
V-3. Définition de l'anomalie de Bouguer	P.47
V-4. La gravimétrie appliquée aux granites	P.48
VI. Géochronologie	P.49
VI-1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	P.49
VI-1-a. Principes et caractéristiques : (Maluski, 1985 ;Mc Dougall et Harrison, 1999)	P.49
VI-1-b. Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur populations minérales appliquée pour notre étude	P.49
VI-1-c. Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograins et sections polies appliquée pour notre étude	P.50
VI-2. Uranium-Plomb sur zircon et monazite : technique analytique	P.50
VI-3. Datation chimique Th-U-Pb sur monazite	P.50
VI-3-a. Introduction	P.50
VI-3-b. Description de la méthode utilisée (Cocherie et al., 2001)	P.51
VI-3-b-i. Procédure analytique	P.51
VI-3-b-ii. Méthode de calcul	P.52
VII. Conclusion	P.52
CHAPITRE III :STRUCTURE, TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DU LIMOUSIN	
GRANDES ZONES DE CISAILLEMENT / GRANITE / DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	P.55
I. Introduction	P.55
II. Contexte géologique régional	P.56
II-1. Description générale du secteur étudié	P.56
II-2. Analyse de la carte morphologique	P.58
III. Structure et géométrie de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine	P.59
III-1. Introduction	P.59
III-2. Structure générale de l'accident de Felletin-La Courtine	P.61
III-2-a. La branche NS	P.61
III-2-b. La branche NW-SE	P.61
III-3. Description pétrostructurale et cinématique des différents types de mylonites	P.61
III-3-a. Les Leucogranites	P.61
III-3-a-i. Les faciès non déformés	
III-3-a-ii. Les faciès mylonitiques à la jonction des décrochements dextres de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine (NW de Felletin)	
III-3-a-iii. Les faciès mylonitiques de la bordure Est du Millevaches	
* Déformation en décrochement dextre N-S (Phase 1)	
* Déformation en faille inverse vers le SW (Phase 2)	
III-3-b. Les Granites à biotite	P.64
III-3-b-i. Composition	
III-3-b-ii. Faciès ultramylonitique au sud de Felletin (Fig. III-4) montrant une déformation en faille inverse vers le Sud	
III-3-b-iii. Faciès protomylonitique dans le secteur de Clairavaux affecté par une déformation en décrochement dextre	
III-3-b-iv. Faciès mylonitique du Mas d'Artige à la Courtine déformé en décrochement dextre	
III-3-c. Les Gneiss à biotite/sillimanite encaissant des granites	P.66
III-3-c-i. Composition	
III-3-c-ii. Structure et cinématique	
III-3-c-ii. Microstructures	
* Faciès intermédiaire entre le paléosome et les métatexites	
* Les métatexites	
III-3-d. Les anatexites à cordiérite	P.69
III-4. Conditions métamorphiques des gneiss à biotite-sillimanite (Unité Inférieure des Gneiss)	P.69

III-5. Etude des Orientations Préférentielles de Réseau (O.P.R.) du quartz par la méthode EBSD	P.70
III-5-a. O.P.R. du quartz dans les granites à biotite	P.70
III-5-b. O.P.R. du quartz dans les leucogranites de bordure du Millevaches	P.71
III-6. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des échantillons provenant des décrochements de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine	P.73
III-6-a. Les granites mylonitiques des décrochements dextres de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine	P.73
III-6-a-i. Le décrochement de Saint Michel de Veisse (Ech. 246 et 232)	
III-6-a-ii. Jonction entre les décrochements de St Michel de Veisse et Felletin-La Courtine (Ech. 524 et 3)	
III-6-a-iii. Le décrochement dextre de Felletin-La Courtine	
III-6-a-iii. * Les leucogranites non déformés de la bordure NE du Millevaches, type Hyverneresse : Echantillon 6	
III-6-a-iii. ** Les leucogranites déformés par un mécanisme en faille inverse vers le SW (phase 2) : Echantillon 265	
III-6-b. Les gneiss à biotite-sillimanite des failles de St Michel de Veisse et de la Courtine	
* Echantillon 241	
* Echantillon 40	
* Echantillon 347	
III-7. Résultats des datations U-Th-Pb à la microsonde électronique sur les monazites des gneiss à biotite-sillimanite (Fig. III-6a, b et c)	P.82
* Echantillon 381	
III-8. Conclusions préliminaires sur l'accident de Felletin-La Courtine	P.82
IV. La zone de cisaillement ductile des Pradines au cœur du massif de Millevaches	P.85
IV-1. Structure et géométrie du décrochement dextre des Pradines	P.85
IV-2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des leucogranites mylonitiques des Pradines : Echantillon 356	P.89
IV-3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granulites de Saint Pierre-Bellevue : Echantillon 404	P.89
IV-4. Conclusion sur les âges obtenus dans le décrochement dextre des Pradines	P.91
IV-5. Autres datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur des échantillons de granites non ou peu déformés à proximité de l'accident des Pradines	P.91
IV-5-a. Les leucogranites non déformés au coeur du massif : Echantillon MVG3	P.91
IV-5-b. Les granites porphyroïdes à biotite : Echantillon MVG4	P.92
V. Faille normale d'Argentat	P.94
V-1. Description de la faille normale d'Argentat	P.94
V-2. Description des leucogranites mylonitiques de la faille d'Argentat datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Echantillon 522	P.96
VI. Le décrochement sénestre de la Marche	P.97
VI-1. Description pétrostructurale	P.97
VI-2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granites mylonitiques de la Marche	P.97
VI-2-a. La faille de la Marche occidentale : Echantillon 334	P.97
VI-2-b. La faille de la Marche orientale	P.100
VI-2-b-i. Les leucogranites mylonitiques: Echantillon 284	
VI-2-b-ii. Les gneiss à biotite-sillimanite du plateau d'Aigurande (à proximité de la faille de la Marche) : Echantillon 331	
VI-3. Résultats des datations U-Th-Pb à la microsonde électronique sur les monazites des leucogranites de la Marche orientale : Echantillon 284	P.103
VII. Les failles normales au toit du massif leucogranitique de la Brême	P.105
VII-1. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du cœur des granites du massif de la Brême : Echantillon 300	P.105
VII-2. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la limite Est du massif, la faille de Bussièrès-Madeleine : Echantillon 317	P.105
VII-3. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la limite ouest du massif, la faille de Nantiat : Echantillon 306	P.109
VII-4. Conclusion	P.109
VIII- Discussion et conclusion générale – Article soumis pour publication à Tectonics	P.110
IX- Conclusions principales de l'article soumis à Tectonics	P.142
IX-1. Analyse cinématique	P.142

IX-2. Les datations	P.142
IX-3. Le modèle tectonique global	P.142
CHAPITRE IV : LE MASSIF GRANITIQUE DE MILLEVACHES	P.145
I. Contexte géologique et présentation du massif granitique de Millevaches	P.146
II. Pétrographie du massif de Millevaches	P.147
II-1. Les granites à biotite porphyroïdes	P.147
II-2. Les granites à deux micas	P.147
II-3. Les granulites	P.147
II-3-a. Description	P.147
II-3-a-i. Le paléosome	
II-3-a-ii. Le leucosome ou les leucogranites à Grt-Crd	
II-3-b. Etude thermobarométrique	P.151
II-3-b. i. Thermomètre Grenat / Cordiérite	
II-3-b. ii. Thermocalc	
II-4. Les micaschistes	P.152
III. Les données géochimiques suivant Stussi et Cuney, 1993 et Shaw (1991)	P.153
III-1. Caractéristiques géochimiques des granites à biotite porphyroïdes type Egletons	P.153
III-2. Caractéristiques géochimiques des granites à deux micas	P.153
III-3. Caractéristiques géochimiques des granites de Royère (granulites)	P.154
III-3-a. Etude de Stussi et Cuney (1993)	P.154
III-3-b. Etude de Shaw	P.155
IV. Les données géophysiques préexistantes	P.155
IV-1. Les données sismiques	P.155
IV-2. Les données magnétiques	P.155
IV-3. La modélisation géométrique 3D du Sud-Limousin intégrant le massif granitique de Millevaches	P.157
V. Gravimétrie	P.158
V-1. Prospection gravimétrique	P.158
V-1-a. Acquisition des données	P.158
V-1-a-i. Définition du levé gravimétrique	
V-1-a-ii. La mesure du champ de pesanteur	
V-1-a-iii. Nivellement et Positionnement	
V-1-a-iv. Homogénéisation du levé gravimétrique	
V-2. Réduction et intégration des données pour l'obtention de l'anomalie de Bouguer complète	P.159
V-3. Obtention de l'anomalie de Bouguer résiduelle	P.159
V-3-a. L'anomalie régionale	P.159
V-3-b. L'anomalie de Bouguer résiduelle : description de la carte (Fig. IV-11) et localisation des unités géologiques.	P.159
V-4. Les mesures de densité	P.163
V-5. Modélisation par la méthode d'inversion	P.163
V-6. Discussion et conclusion de cette première partie de l'étude gravimétrique : Article paru au Bulletin de la Société Géologique de France	P.164
V-7. Modélisation gravimétrique 2D	P.175
V-7-a. Information mise à disposition pour la construction des modèles	P.175
V-7-a-i. Information géologique	
V-7-a-ii. Information sur la densité des roches	
V-7-a-iii. Information sur l'interface granite/encaissant	
V-7-a-iv. Information sur la profondeur des unités Limousines (gneiss et micaschistes) à partir des profils sismiques (Bitri et al, 1999)	
V-7-a-v. Autre information concernant l'interface micaschiste / substratum	
V-7-a-vi. Extension des profils gravimétriques	
V-7-b. Résultats des modélisations gravimétriques suivant des coupes E-W à travers le massif de Millevaches	P.176
V-7-b-i. Coupe A (Fig. IV-14)	
V-7-b-ii. Coupe B (Fig. IV-14)	
V-7-b-iii. Coupe C (Fig. IV-14)	

V-7-b-iv. Coupe D (Fig. IV-14)	
V-7-b-v. Conclusion sur les profils gravimétriques modélisés à travers le massif de Millevaches	
<u>V-7-c. Résultats des modélisations gravimétriques régionales</u>	P.180
V-7-c-i. Profil E (Fig. IV-15)	
V-7-c-ii. Profil F (Fig. IV-15)	
V-7-c-iii. Profil G (Fig. IV-15)	
V-7-c-iv. Conclusion	
VI. Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A. S. M.) appliquée au massif granitique de Millevaches	P.181
VI-1. Méthode d'échantillonnage	P.182
VI-2. Minéralogie magnétique	P.182
VI-3. Les paramètres scalaires de l'A. S. M.	P.183
VI-3-a. La susceptibilité magnétique	P.183
VI-3-b. Les différents diagrammes P'-T, P'-Km et T-Km	P.183
VI-3-b-i. Le diagramme P'-T	
VI-3-b-ii. Le diagramme P'-Km et T-Km	
VI-3-c. Les cartes de répartition géographique du paramètre de forme et du degré d'anisotropie	P.184
VI-4. Les fabriques magnétiques	P.185
IV-4-a. Résultats A.S.M. en projection stéréographique	P.185
IV-4-b. Les linéations et foliations magnétiques	P.185
IV-4-b-i. Partie sud de l'étude	
IV-4-b-ii. Partie centre de l'étude (au sud de la latitude du village de Millevaches)	
IV-4-b-iii. Partie nord de l'étude (latitude de Millevaches et Peyrelevade)	
IV-4-b-iii. Partie extrême nord du massif (Jover, 1986)	
VI-5. Observations microstructurales	P.190
VII. Discussion et conclusion de l'étude gravimétrique associée aux données de l'anisotropie de susceptibilité magnétique acquises sur le massif de Millevaches : Article accepté pour publication à Journal of Structural Geology (voir Annexe 7).	
VIII. Datation Uranium-Plomb sur zircon et monazite	P.195
VIII-1. Introduction et choix des échantillons	P.195
VIII-1-a. Le granite à deux micas mylonitique de la faille des Pradines : (MVG 2)	P.195
VIII-1-b. Le paléosome des granulites à Grt-Crd-Sil-Bt: (MVG 6)	P.195
VIII-1-c. Le leucosome de ces mêmes granulites : (MVG 8) appelé aussi Leucogranite à Grt-Crd de Royère	P.195
VIII-2. Technique analytique	P.195
VIII-3. Résultats des datations U/Pb	P.195
VIII-3-a. Les granites à deux micas mylonitique de la faille des Pradines (MVG2)	P.195
VIII-3-b. Les granulites de Saint Pierre-Bellevue.	P.196
VIII-3-b-i. Le paléosome (MVG6)	
VIII-3-b-ii. Le leucosome (MVG8)	
VIII-4. Discussion et Conclusion	P.198
IX. Datation chimique Th-U-Pb sur monazite	P.199
IX-1. Echantillon D61	P.199
IX-2. Echantillon MVG4	P.200
IX-3. Echantillon 487	P.200
X. Synthèse des résultats de l'ensemble des données acquises sur le massif granitique de Millevaches	P.204
X-1. Principaux résultats de l'étude gravimétrique	P.204
X-2. Résultats acquis par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique	P.204
X-3. Résultats des datations U/Pb par la méthode conventionnelle	P.205
X-4. Résultats des datations Th-U-Pb sur monazite par la méthode chimique	P.205
X-5. Résultats de l'étude thermobarométrique effectuée sur les granulites du Grand Janon	P.205
X-6. Modèle de mise en place du massif granitique de Millevaches	P.205
CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION	P.211

I. Le Massif granitique de Millevaches	P.211
I-1. Observations structurales, cinématique et conditions de la déformation	P.211
I-2. Les résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A.S.M.).	P.212
I-3. Les résultats gravimétriques	P.212
I-4. Les résultats géochronologiques	P.213
I-5. Modèle de mise en place des granites du Millevaches (Fig.V-2)	P.213
II. Généralisation aux granites de la Marche, de la Brême et du Guéret	P.214
II-1. Les granites à deux micas de la Marche	P.214
II-2. Le complexe leucogranitique de la Brême	P.214
II-3. Le complexe granitique du Guéret	P.215
III. Evolution temporelle du modèle d'évolution des décrochements du Limousin associés à la mise en place des granites	P.216
IV. Raccord du Limousin avec le Massif Sud Armoricaïn	P.219
IV-1. Similitudes structurales	P.219
IV-2. Similitudes géochronologiques	P.219
V. Modèle géodynamique	P.219
VI. Origine des granites	P.219
VII. Les leucogranites dans la Chaîne Varisque et la Chaîne Himalayenne : analogies et différences	P.221
VII. 1 Aspect géochimique	P.221
VII. 2 Aspect géométrique	P.221
VII. 3 Mécanismes d'ascension et de mise en place	P.222
VII. 4 Contexte géodynamique	P.222
VII. 5 Comparaison des granites du Limousin et du Massif Sud Armoricaïn avec les granites Ibériques	P.222
Références bibliographiques	P.225

INTRODUCTION

Dans le Massif Central, la chaîne Varisque est caractérisée par de nombreux massifs granitiques de type divers, mis en place entre 360 et 290 Ma. Les granites sont de bons marqueurs de l'évolution de la croûte continentale lors des processus orogéniques.

Ce sont des roches moins déformées que l'encaissant qui sont faciles à dater par les méthodes radiochronologiques. Le caractère anisotrope et hétérogène des roches métamorphiques favorise le développement de structures complexes (plis, structures superposées,...). En revanche, la déformation ductile des massifs granitiques, marquée généralement par des bandes de cisaillement ou des plans de foliation est simple et cohérente à l'échelle du massif. Les zones de cisaillement séparent des domaines préservés peu ou pas déformés.

Les granites sont formés et souvent localisés dans les zones de forte activité orogénique tels que les décrochements ductiles, et sont donc intrinsèquement associés à la dynamique des chaînes de montagne. Ils permettent de donner une limite supérieure aux épisodes de déformation.

Associée à la mémoire structurale, qui a trait aux mécanismes de mise en place et de cristallisation, s'ajoute une mémoire géochimique qui fait appel aux étapes précoces de la vie des granites. La géochimie associée à la pétrologie permet d'accéder aux matériaux sources et aux phénomènes de fusion et de ségrégation responsables de leur genèse.

Leur capacité à enregistrer toutes les étapes de leur vie fait des granites, des objets précieux pour comprendre l'évolution des chaînes de montagne.

Cette étude est centrée sur l'évolution de l'orogénèse Varisque dans la région du Limousin (NW du Massif Central). La Chaîne Varisque est reconnue comme un modèle orogénique de collision à croûte épaissie par chevauchement (Matte, 1986), amincie ensuite par extension (Mattauer *et al.*, 1988 ; Faure, 1989 ; Van den Driessche et Brun, 1989 ; Faure *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1990 ; Faure, 1995).

Dans le Limousin, les nombreux massifs granitiques syn- ou post-tectoniques masquent les structures résultant des phases de déformation précoces. Ils se répartissent en deux groupes : les granites à biotite \pm cordiérite monzonitiques à granodioritiques et les leucogranites appelés aussi granites à deux micas. Leur mise en place s'est produite respectivement au Tournaisien (360-350Ma) et au Namuro-Wesphalien (330-310Ma). Leur origine reste incertaine, cependant pour Downes *et al.*, (1997), les monzogranites-granodiorites pourraient provenir du mélange de magmas mantelliques et crustaux. Les leucogranites résulteraient essentiellement de la fusion crustale (Lameyre, 1966 ; Vidal *et al.*, 1984 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985 ; Turpin *et al.*, 1990a ; Cuney *et al.*, 1990 ; Shaw, 1991). Leur mise en place pourrait être contrôlée d'après certains auteurs par le désépaississement de la chaîne en extension au Namuro-Wesphalien (Faure, 1989 ; Faure et Pons, 1991).

L'ensemble des granites présente d'étroites relations spatiales avec de grandes zones de cisaillement ductiles

en décrochement et en faille normale. Y a-t-il un contrôle des failles crustales sur le transport et la mise en place des magmas ? Quel est leur rôle dans les mécanismes d'exhumation des massifs granitiques ?

Inversement, les plutons représentent-ils des sites préférentiels pour la localisation de la déformation crustale ?

Une problématique de premier ordre, pour la structuration de la chaîne Varisque, touche à la chronologie relative entre la mise en place des magmas, le régime tectonique régional et le développement des zones de cisaillement ductiles associées. La cinématique et les époques de fonctionnement de ces accidents ne sont pas établies. La compréhension de la cinématique générale de ces grands couloirs mylonitiques et ses relations avec la localisation et la mise en place des magmas sont fondamentales pour comprendre la structuration de la chaîne Varisque.

Les grands décrochements du Limousin et les granites associés sont brusquement interrompus à l'Est, par la faille du Sillon Houiller. Ce grand accident de plus de 900km de long, et probablement de nature lithosphérique, complique la corrélation entre les parties Ouest et Est du Massif Central. La prolongation des accidents du Limousin à l'Est du Sillon Houiller reste pour l'instant hypothétique. Les raccords avec le segment Sud Armoricaïn séparé par les bassins méso et cénozoïques sont également problématiques.

L'analyse de la structure et des déformations en domaine ductile nécessite une étude pluridisciplinaire.

Afin de déterminer les relations structurales des différentes unités géologiques impliquées dans les zones de cisaillement ductiles et leurs cinématiques, une cartographie détaillée de ces grands accidents est indispensable.

Le décrochement dextre de Felletin – La Courtine (bordure NE du Millevaches) a fait l'objet d'une synthèse cartographique au 1/50 000 pour le service de la carte géologique de France du BRGM. La description détaillée de ce secteur, épargné par la mise en place excessive des leucogranites, met en évidence l'ensemble des formations représentatives du substratum affecté par les décrochements.

La cinématique des zones de cisaillements ductiles qui affectent les massifs leucogranitiques est déterminante pour comprendre les processus de déformation et de mise en place des granites. Associée à la cinématique, la résolution des orientations préférentielles de réseau (O.P.R.) des minéraux apporte des informations sur le régime de déformation et sur les mécanismes intracristallins actifs lors de cette déformation (Nicolas et Poirier, 1976).

Les données de terrain sont le plus souvent restreintes aux observations de surface. L'utilisation d'outils géophysiques est indispensable à l'imagerie des structures en profondeur. La sismique se limitant à des profils, seule la gravimétrie fournit une profondeur d'investigation suffisante pour déterminer la forme en 3-D d'un pluton dans son ensemble.

Limité par de grands décrochements, le massif granitique de Millevaches nous a permis d'étudier les mécanismes de mise en place des granites et leurs relations avec la tectonique décrochante. Ainsi, un levé

Introduction

gravimétrique, accompagné de mesures de densités, a été réalisé sur la partie nord-est du massif de Millevaches. La nouvelle carte d'anomalie résiduelle a permis de modéliser ce massif granitique et les structures géologiques environnantes.

Si les modélisations gravimétriques permettent de déterminer l'épaisseur des granites, la géométrie de leur plancher ainsi que celle de leur bordure en profondeur, elles fournissent peu d'informations sur leur mode de mise en place. Associée aux données de terrain, l'anisotropie de susceptibilité magnétique permet de cartographier les structures magmatiques des massifs granitiques qui traduisent les déformations pendant ou après la mise en place des magmas. La combinaison de la gravimétrie et des études magnéto-structurales est ainsi la méthode la mieux adaptée pour déterminer les modèles de mise en place des granites dans la croûte.

Pour préciser le mode de mise en place du pluton et voir les relations avec les failles qui l'affectent, une centaine de sites sur les parties centre et sud du Millevaches ont fait l'objet de mesure d'anisotropie de susceptibilité magnétique (A.S.M), en complément des données obtenues par Jover (1986) effectuées sur la partie nord du massif. Dans le but de pouvoir définir les conditions de formation des granites, les fabriques magnétiques obtenues ont été couplées à l'analyse détaillée des microstructures magmatiques.

On peut difficilement s'intéresser à la cinématique des grands accidents ductiles et à la mise en place des granites qu'ils jalonnent sans les dater. La période de fonctionnement de ces grands accidents n'est pas établie. La compréhension de la cinématique et de la période de fonctionnement des zones de cisaillement est fondamentale dans la reconstitution des orogènes car elle apporte des contraintes chronologiques sur les processus d'épaississement et d'amincissement crustaux et par là sur les phénomènes de subduction et d'exhumation qui contrôlent la genèse des magmas et leur mise en place. Pour cela, une trentaine d'échantillons prélevés à l'intérieur des massifs granitiques et sur les zones de cisaillement ont été sélectionnés pour une datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Le but de ce travail a été tout d'abord de comparer les âges obtenus sur les granites non déformés avec ceux mis en évidence au sein des zones mylonitiques ; de déterminer ensuite, la nature polyphasée des sites de rétention de l'argon, en caractérisant les différents phénomènes de recristallisation syn-mylonitique qui se développent au cours du refroidissement du granite.

Les résultats obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été couplés à l'analyse, par la méthode de datation U/Pb sur zircons et monazites, de trois échantillons provenant du massif granitique de Millevaches. Afin de lever toute indétermination sur l'interprétation des données U/Pb nous avons effectué une étude préalable des conditions P-T qui ont affectées les trois échantillons analysés.

Ce travail se divise en cinq parties :

Nous débuterons tout d'abord, lors d'un premier chapitre, par une présentation générale de l'évolution tectono-métamorphique de la Chaîne Varisque Ouest Européenne puis nous essaierons, par une synthèse bibliographique, de retracer la structure et l'évolution du

Massif Central français et d'en dégager les problèmes majeurs qui en découlent.

Notre travail a fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire dans les domaines de la cartographie (levés au 1/50 000 de la feuille de Felletin, n°691), de la microtectonique, de l'analyse pétrostructurale (dont Analyse de la Susceptibilité Magnétique), de la gravimétrie et de la géochronologie (datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb et U-Th-Pb). Le deuxième chapitre est donc consacré à la description sommaire de ces différentes méthodologies.

Le troisième chapitre traite de la cinématique et du fonctionnement des grandes zones de cisaillements ductiles associées à la déformation et à la mise en place des granites. Nous décrivons l'ensemble des données structurales, des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U-Th-Pb acquises sur les grands accidents et à l'intérieur des massifs granitiques et nous les replaçons dans un contexte géodynamique régional. La synthèse des résultats est présentée dans un article soumis à *Tectonics*.

Le chapitre IV concerne l'étude de la structure, du contexte et du mode de mise en place du massif granitique du Millevaches. Il est divisé en plusieurs parties : Nous débutons tout d'abord par une description pétrostructurale des différentes formations qui composent le massif, puis présentons les résultats préliminaires de l'étude thermobarométrique effectuée sur les granulites du Millevaches. Après avoir fait le point sur les aspects géochimiques et géophysiques préexistants, nous présentons nos données gravimétriques acquises sur le massif, étendues ensuite à l'échelle régionale par des coupes de modélisations gravimétriques 2D. Associée à une réflexion générale sur la forme des plutons et leur mode de mise en place, l'acquisition des mesures du champ de pesanteur couplée aux mesures de densité faites sur les différentes formations du secteur étudié a fait l'objet d'une publication en anglais parue au *Bulletin de la Société Géologique de France*.

Nous poursuivons par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique menée dans la partie centrale et méridionale du Millevaches en complément des données acquises par Jover en 1986. Couplée aux coupes de modélisations gravimétriques, l'interprétation des résultats est exposée dans un article accepté à *Journal of Structural Geology*. L'étude géochronologique clôture ce chapitre avec tout d'abord les datations U/Pb effectuées par la méthode conventionnelle sur trois échantillons du massif de Millevaches, puis les datations U-Th-Pb sur monazites acquises par la méthode chimique à la microsonde électronique.

Enfin, le chapitre V résume dans un schéma géodynamique général les résultats acquis au cours de ce travail et leurs conséquences pour la compréhension du modèle structural et cinématique du Massif Central français et sa place dans le segment Varisque ouest européen.

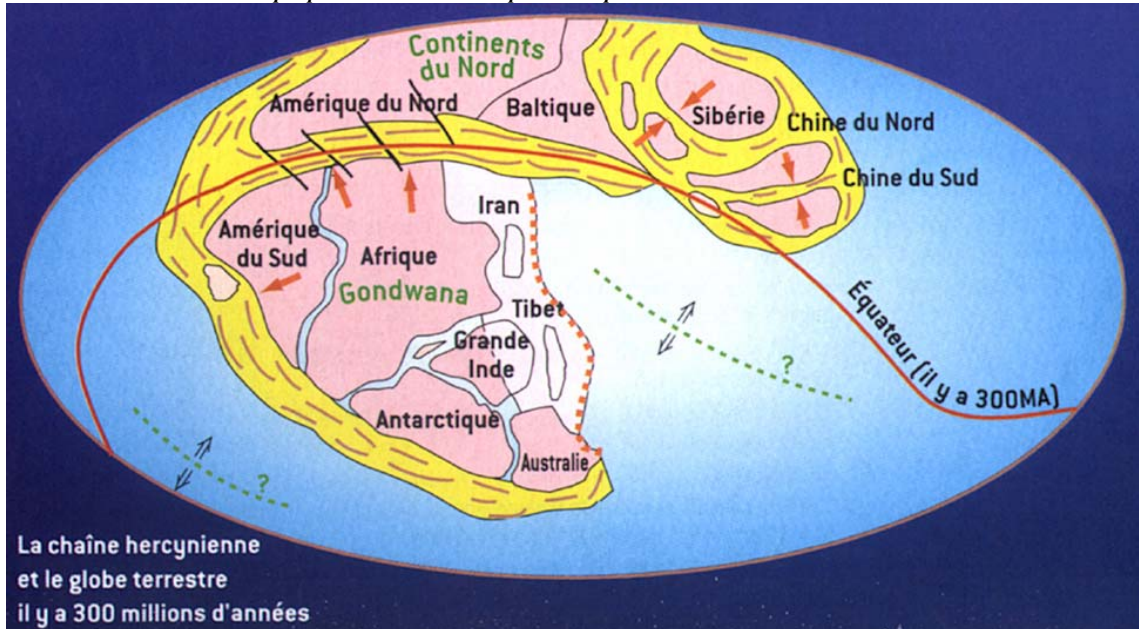


FIG. I-1 – Reconstitution globale de la Chaîne Varisque à la fin du Carbonifère avant la dérive mésozoïque des continents (D'après MATTE et MATTAUER, 2003).

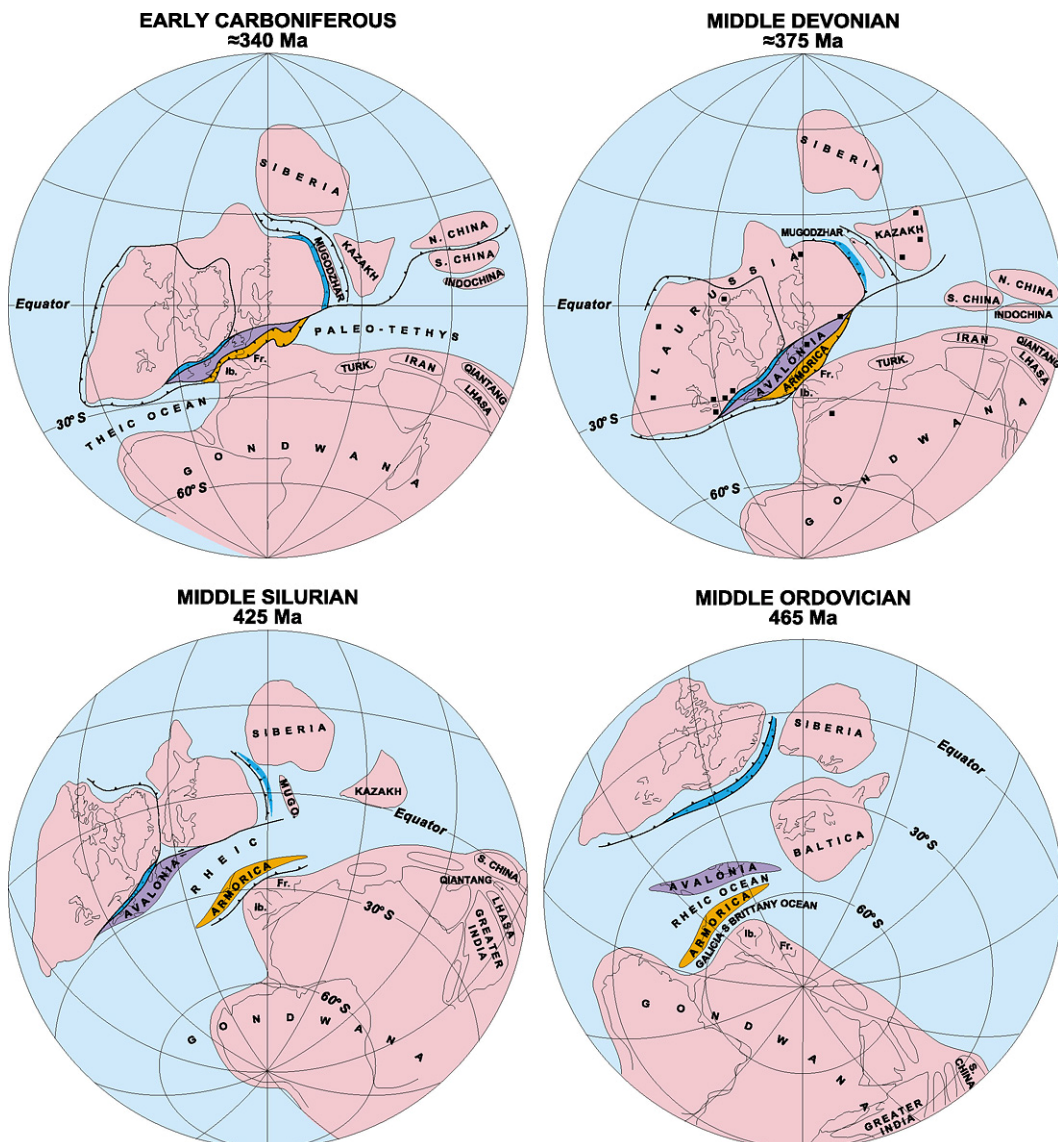


FIG. I-2 – Reconstitution paléozoïque depuis l'ordovicien moyen (465 Ma) jusqu'à la fin du Carbonifère (340 Ma) d'après MATTE (2001), mettant en évidence les microplaques continentales Armorica et Avalonia.

CHAPITRE 1 :

EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE LA CHAÎNE VARISQUE

I. Architecture de la Chaîne Varisque en Europe

I-1. Généralités

La ceinture Varisque d'Europe de l'ouest fait partie d'une immense chaîne de montagne de 8000 km de long sur 1000 km de large qui s'étendait du Caucase en Europe jusqu'au Nord des Etats Unis (Fig. I-1).

Elle résulte de la collision des continents Laurentia-Baltica (Amérique du Nord ou Laurentia et Europe du Nord ou Baltica) au NW et Gondwana (Afrique et Europe centrale et méridionale) au Sud (Fig. I-2). A partir des données paléomagnétiques et structurales, ont été définies entre ces deux blocs continentaux majeurs, plusieurs microplaques continentales, Avalonia et Armorica (Fig. I-2) formées d'un socle protérozoïque (650-550 Ma). Ces microplaques se sont détachées depuis la marge gondwanienne pendant le Cambro-Ordovicien (500-480 Ma) et se sont accrétées à Baltica et Laurentia avant la collision de Gondwana avec Laurentia-Baltica à la fin du Carbonifère (Matte, 2001 ; Matte, 2002). La collision s'est faite par fermeture d'au moins trois bassins océaniques nommés du nord vers le sud, Iapétus, Rhéique et Galicia-Massif Central (Fig. I-2). Les données structurales (Matte, 1986) et géophysiques (Pinet et al., 1986 ; Matte et Hirn, 1988) ont montré des sens de subduction opposés pour les deux derniers (subduction vers le sud pour l'océan Rhéique et vers le nord pour Galicia-Massif Central). Les zones de suture, représentant le lieu d'enracinement des grandes nappes, sont bien représentées de part et d'autre de la chaîne et mettent en évidence des fragments de croûte et de manteau océanique éclogitisés qui témoignent de paléosubductions Varisques. De part et d'autre des zones de suture, les ceintures orogéniques sont caractérisées par des formations de faible à fort degré métamorphique affectées par des chevauchements et des plis couchés déversés vers les bassins externes carbonifères (Fig. I-3).

Les coupes géologiques qui rendent le mieux compte du socle Varisque sont situées dans la Péninsule Ibérique et en France (Fig. I-3). Caractérisée par un système de double subduction de sens opposé, l'allure générale de la chaîne se reflète bien sur le profil NS de la France.

Bien que leur extension soit mal connue, les grandes nappes sont marquées en France par des chevauchements et des plis couchés vers le S-SW dans la zone méridionale (Montagne Noire) et vers le N-NW dans la zone septentrionale (Fig. I-3). Ces nappes sont formées de métasédiments, de metabasites et de métagranites ayant subi des conditions P-T de l'ordre de 5 kbar – 500°C qui correspondent aux conditions de la croûte continentale entre 15 et 20 kilomètres de profondeur. 15 à 20 km d'épaisseur de roches qui recouvraient ces métapélites ont donc été enlevés avant le dépôt des terrains carbonifère inférieur à supérieur soit par dénudation, érosion ou les deux. Où est partie cette quantité colossale de matière et par quel mécanisme ?

Des roches de haute pression à ultra haute pression (Matte, 1998 ; Lardeaux et al., 2001) se trouvent dans la nappe supérieure à matériel en partie océanique. La découverte des éclogites à coésite dans les Monts du Lyonnais témoigne d'une profondeur d'enfouissement de l'ordre de 90 km (Lardeaux et al., 2001).

Cette ancienne chaîne qui s'est édifiée entre 420 et 290 Ma a subi une érosion intense au cours du Carbonifère Supérieur jusqu'au début du Permien, elle constitue ainsi le socle anté-permien de toute l'Europe occidentale et centrale. La reconstruction anté-triasique de la chaîne est rendue difficile par le fonctionnement à la fin du Paléozoïque de grands décrochements qui ont repris les anciennes sutures (Arthaud et Matte, 1977 ; Bard, 1997).

Elle a été disloquée ensuite lors du mouvement mésozoïque des plaques et de l'ouverture de l'Océan Atlantique.

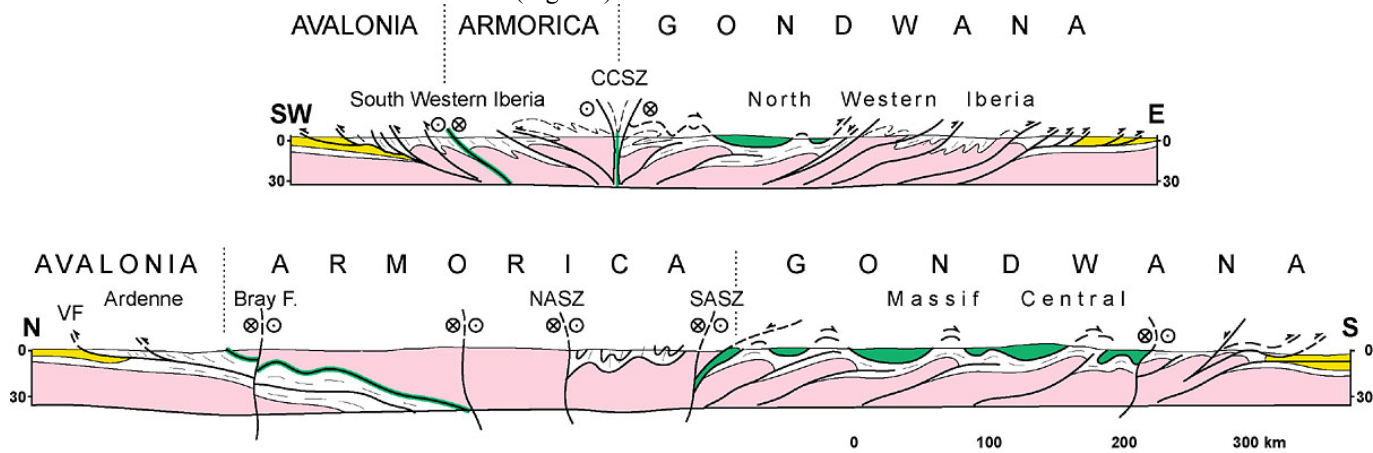


FIG. I-3 – Coupes géologiques simplifiées d'échelle crustale à travers la Chaîne Varisque dans la péninsule Ibérique et en France, sans les granites d'après MATTE (2001). En rose : Soubassement faiblement métamorphique tardi Protérozoïque. En blanc : Sédiments Paléozoïques. En vert : Sutures et nappes ophiolitiques. En jaune : Bassins externes Carbonifères. CCSZ : Décrochement sénestre de Coïmbra-Cordoba. Bray F : Faille de Bray. NASZ et SASZ sont les zones de cisaillements dextres Nord et Sud Armoricaïnes. VF : Front Varisque.

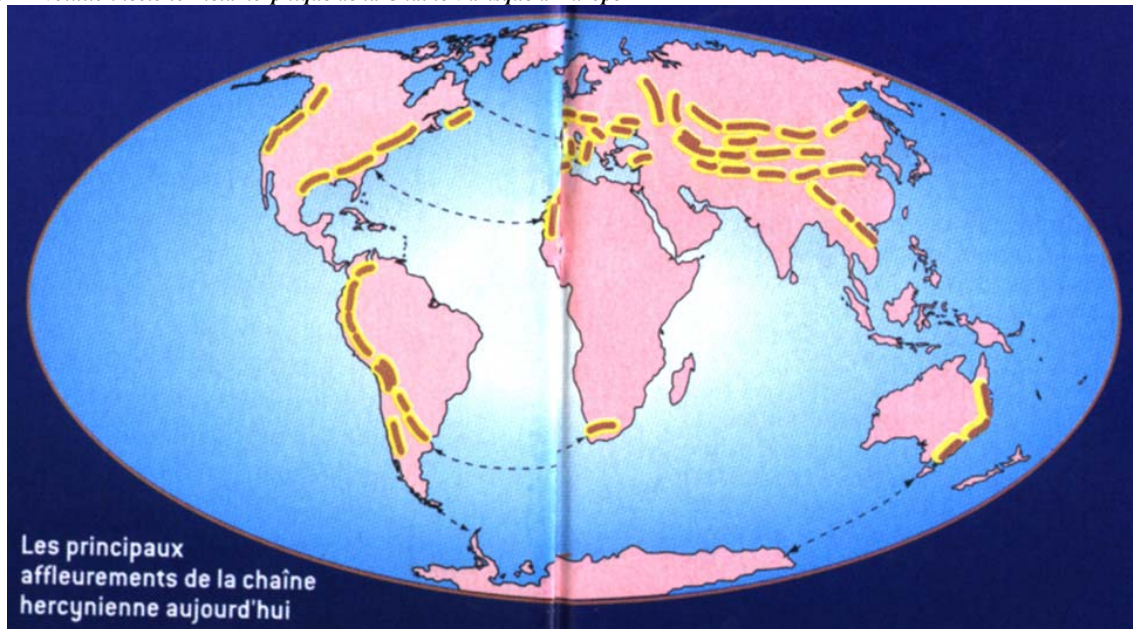


FIG. I-4 – Dispersion actuelle des parties de la Chaîne Varisque érodée d'après MATTE et MATTAUER (2003).

De part et d'autre de l'Atlantique, elle nous apparaît à l'heure actuelle en deux branches (Fig. I-4) totalement érodées avec un Moho situé entre 30 et 40 km de profondeur (Malavieille, 1993).

A l'ouest de l'Atlantique, on observe des segments de chaîne qui se sont formés entre deux continents tels que les Appalaches qui s'étendent depuis les Monts Ouachitas jusqu'à Terre Neuve et d'autres, comme la bordure ouest de l'Amérique du Sud que l'on suit jusqu'en Antarctique et en Australie, correspondant probablement à une ancienne bordure de continent (Fig. I-4). A l'Est de l'Atlantique, la Chaîne Varisque d'Europe et l'Oural forment la continuité orientale des Appalaches (Fig. I-4).

L'extension gigantesque de cette chaîne pénéplanée à travers le monde et la disparition des océans contemporains de sa formation augmentent les difficultés d'interprétation pour sa reconstitution.

Outre l'ouverture des grands océans (océans Atlantique, Indien, Pacifique) qui ont conduit à son fractionnement, la Chaîne Varisque a été oblitérée en partie et reprise par la tectonique Alpine.

La succession des orogènes au cours des temps géologiques montre qu'il existe des cycles de formation-destruction qui rythment l'histoire de la Terre. Les causes de la disparition des chaînes sont encore mal connues. Depuis une quinzaine d'années, la découverte dans les chaînes de montagne de structures géologiques significatives d'une extension tels que les failles normales, a permis de reconsidérer les concepts antérieurs tenant en compte uniquement des phénomènes isostatiques. Les premiers modèles qui ont rendu compte des mécanismes de l'extension dans les continents ont vu le jour au début des années 80 dans la région des «Basin

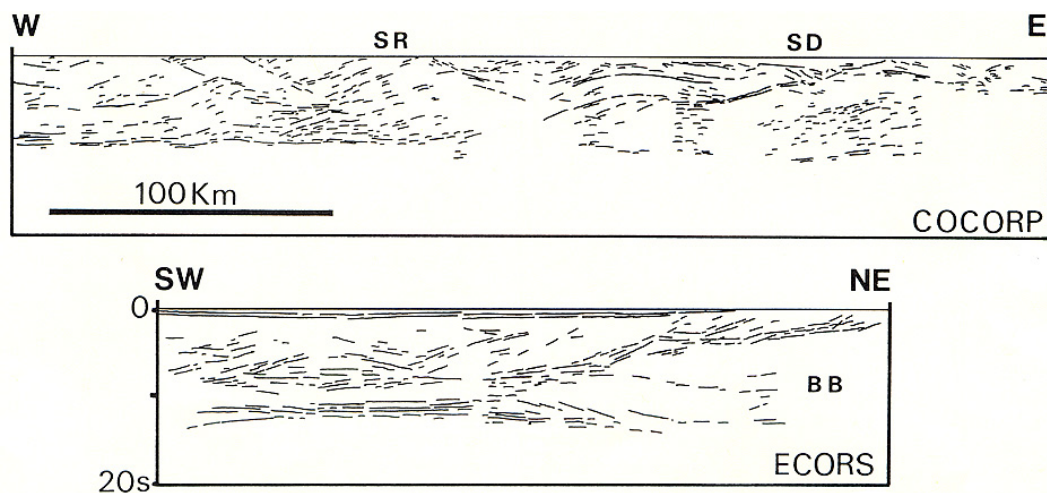
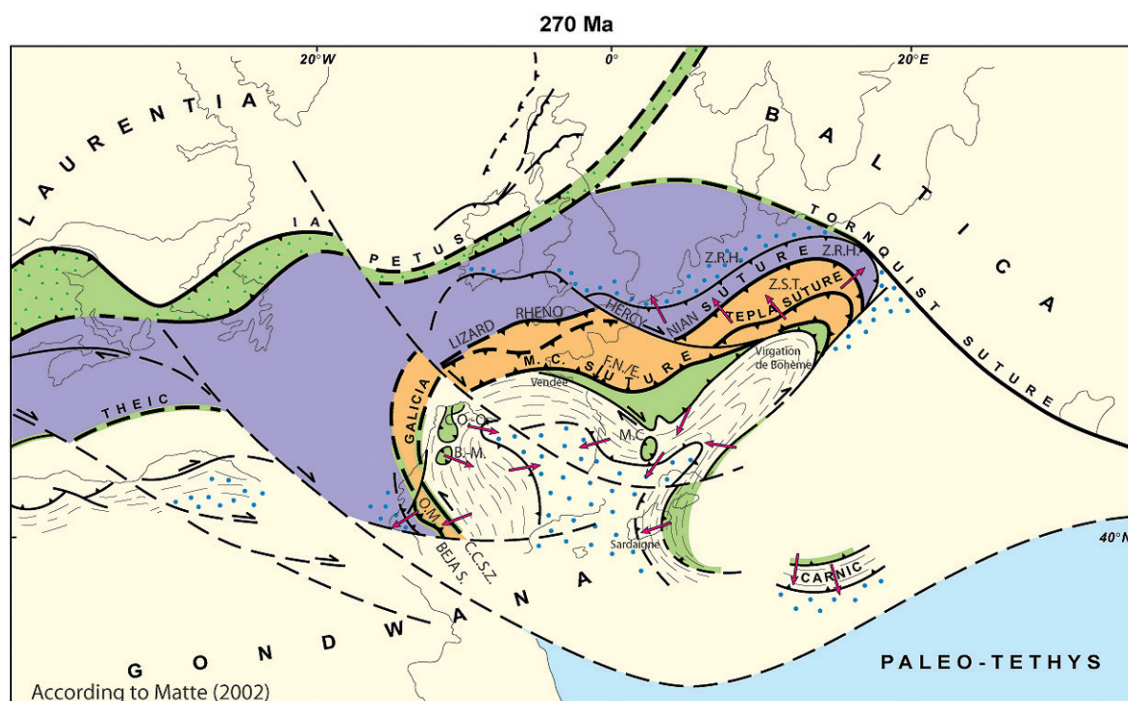


FIG. I-5 – Profils sismiques COCORP (région des Basin and Range) et ECORS (Nord de la France) d'après MALAVIEILLE (1993), mettant en évidence un Moho plat. SR : Snake Range metamorphic core complexes. SD : Sevier Desert basin. BB : Brabant Block.

La Chaîne Européenne s'organise en trois zones principales : une zone centrale constituée par les domaines armoricains à l'ouest, et barrandiens à l'est ; une zone méridionale mise en évidence dans le Massif Central, les Pyrénées et l'Espagne, enfin, une zone septentrionale représentée dans les pays du nord de l'Europe, en Irlande, Grande-Bretagne, et Allemagne.

Elle est bien représentée dans la Péninsule Ibérique, sur une coupe E-W de la Galice occidentale aux Asturies et, au nord du Portugal (Fig. I-7), par les complexes de Cabo-Ortega, Ordennes, Bragança et Morais qui forment la nappe supérieure. Ils sont caractérisés par d'épaisses séries paléozoïques affectées par une tectonique en décollement. La nappe supérieure contient des metabasites, des péridotites et des roches de haute pression. La base de ces séries est formée de laves et de sédiments qui pourraient correspondre à la marge amincie du Gondwana. Les ophiolites démembrées formant la série intermédiaire sont affectées d'un métamorphisme dans des conditions épi à mésozonales. Les roches de haute pression (éclogites et granulites de HP) sont plus énigmatiques. Elles ont été datées récemment à 390 Ma à Bragança (Roger et Matte, soumis). Ces âges sont peu éloignés de ceux fournis par Peucat et al. (1990) en Ibérie et dans le Massif



23

Central (Pin et Peucat, 1986) qui ont obtenu des âges siluriens.

L'équivalence des séries des complexes de Cabo-Ortega, Ordennes, Bragança et Morais, se retrouve en France au niveau des complexes leptyno amphiboliques de Champtoceaux en Vendée, et dans le Massif Central. En Bohême, ces séries sont regroupées au sein de la nappe de Gföhl (Matte et al., 1985).

L'ensemble de ces séries est limité au nord, en France, et à l'ouest, en Espagne, par la zone de suture sud qui correspond à la fermeture de l'océan Galicia-

Massif Central. En Espagne, la suture est localisée au niveau du décrochement dextre de Coimbra-Cordoba (Bard et al., 1980 ; Matte, 1986). Son équivalent en France se retrouve au sud de la Bretagne au niveau de la faille de Nord-sur-Erdre (Faure et al., 1997 ; Cartier et al., 2001). Elle se poursuivrait à l'Est sous le bassin de Paris au Nord du forage GPF de Couy-Sancerre puis dans les Vosges. Sa prolongation vers l'est apparaît beaucoup plus obscure, mais pourrait se retrouver au niveau de la virgation de Bohême (Matte, 2002) suivant une direction NNE-SSW depuis les Alpes externes

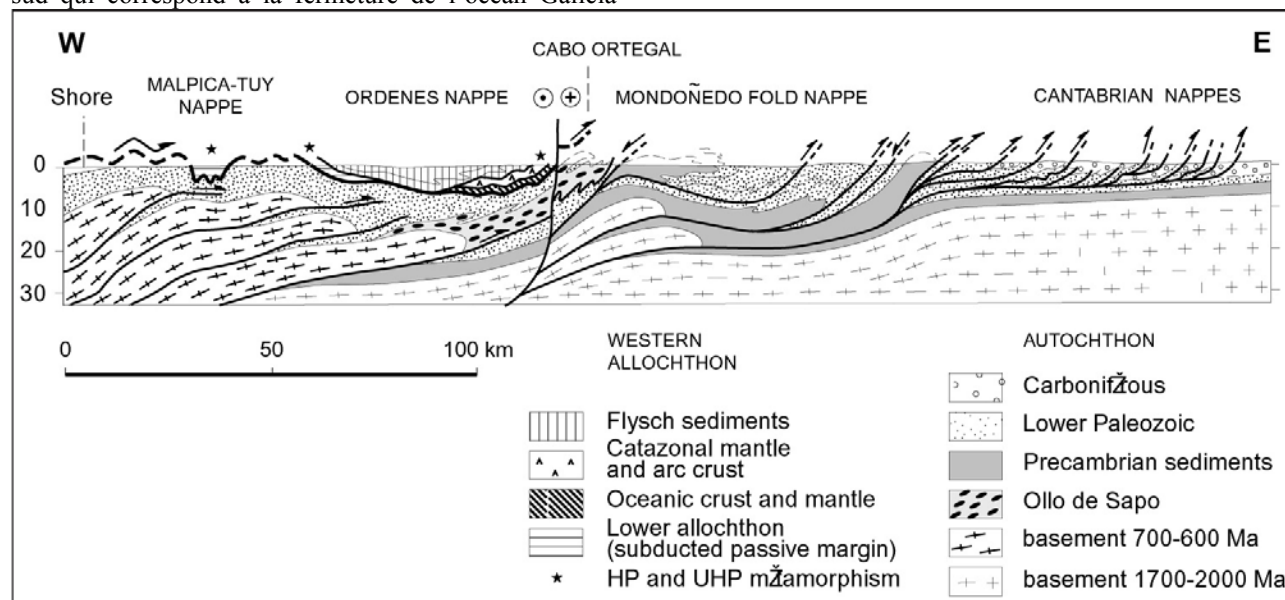


FIG. I-7 – Coupe N-W péninsule Ibérique d'après MATTE (1998).

Françaises dans lesquelles des ophiolites Paléozoïques ont été décrites (Ménot et al., 1988) jusqu'en Sardaigne où on a mis en évidence des nappes à vergence ouest (Carmignani et al., 1994).

I-2-b. La zone centrale (Fig. I-6)

Ce secteur est compris entre la suture Sud qui correspond à la subduction vers le nord de l'océan Galicia-Massif Central et la suture Nord, reflet de la subduction vers le sud de l'Océan Rhéique. Comme vu précédemment, il correspond à la microplaque Armorica coincée entre les deux grands blocs Laurussia et Gondwana. Armorica serait représentée par les domaines armoricains à l'ouest et barrandien à l'est qui sont constitués par un socle précambrien structuré avant le Paléozoïque inférieur, recouvert ensuite par une plateforme paléozoïque peu déformée par les épisodes Varisques.

I-2-c. La zone septentrionale (Fig. I-6)

Elle est classiquement divisée en deux branches : au Nord on distingue la zone Rhéno-Hercynienne et au Sud, la zone Saxo-Thuringienne.

La zone Saxo-Thuringienne est constituée d'un socle de croûte continentale cadomien d'âge protérozoïque à

cambrien inférieur surmonté par des séries sédimentaires paléozoïques (Franke, 1984 ; Franke, 1989). Elle est séparée du bloc Barrandien par la suture de Tepla qui se poursuit selon les auteurs, à l'ouest, au niveau du cap Lizard (Matte et al., 1990 ; Robardet et al., 1994) en Grande Bretagne où des ophiolites sont reconnues (Franke, 1989). Au SW, en suivant la courbure de l'arc Ibéro-Armoricain, on la retrouve dans la Péninsule Ibérique au niveau du complexe ophiolitique de Beja-Acebuchas qui sépare la zone d'Ossa-Morena de la zone Sud-Portugaise (Crespo-Blanc et Orozco, 1991 ; Matte, 2002).

Cette suture est le lieu d'enracinement des nappes à vergence NNW pour le sud de la Grande Bretagne, l'Allemagne et la Pologne, et à vergence SW dans la zone Sud Portugaise (Onézime et al., 2002).

La zone Saxo-Thuringienne chevauche vers le nord la zone Rhéno-Hercynienne.

La zone Rhéno-Hercynienne est caractérisée par une tectonique de nappes à vergence nord et un dépôt de flyschs syn-orogéniques. Elle est représentée par le Massif Schisteux-Rhénan, les Ardennes, le massif de Harz et se retrouve également en Cornouaille.

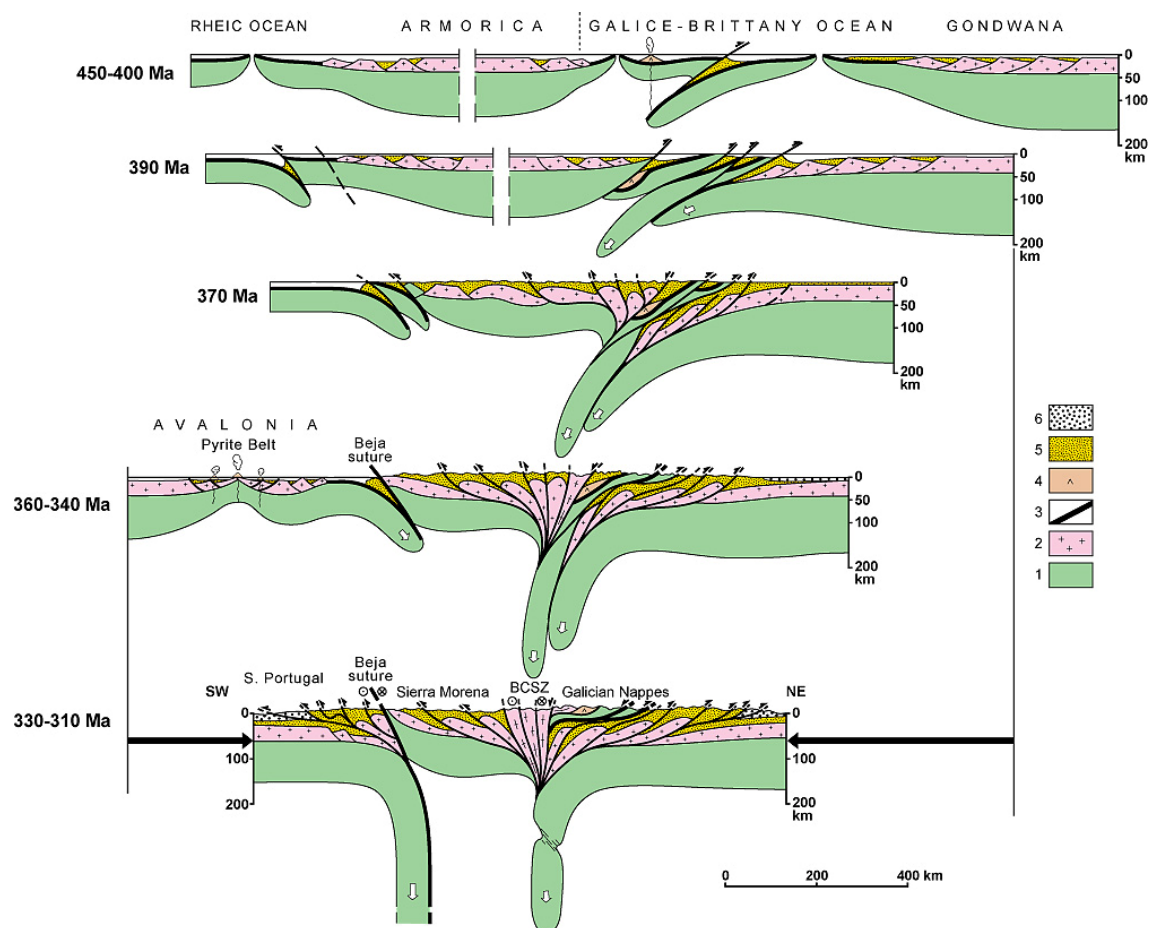


FIG. I-8– Modèle d'évolution monophasé de la Chaîne Varisque d'Europe sur la transversale Ibérique depuis l'ordovicien jusqu'au Carbonifère, d'après MATTE (2002). 1 : Manteau. 2 : Croûte continentale. 3 : Croûte océanique. 4 : Croûte d'arc possible. 5 : Sédiments Paléozoïques. 6 : Bassins Carbonifères.

I-3. Les modèles d'évolution de la Chaîne Varisque

I-3-a. Modèle d'évolution monocyclique de la Chaîne Varisque (Fig. I-8).

Matte (1986) propose un modèle monocyclique pour l'évolution de la Chaîne Varisque. Le cycle orogénique est caractérisé par une convergence continue entre les continents Laurussia et Gondwana depuis le Silurien jusqu'au Carbonifère inférieur. La Chaîne Varisque résulte de la subduction opposée de deux domaines océaniques : l'océan Rhéique au nord se ferme par une subduction vers le sud tandis que l'océan Galicia Massif Central subducte vers le nord. L'épaississement de la chaîne s'effectue par l'empilement d'unités charriées. La

géométrie d'ensemble présente par conséquent une allure en éventail, les chevauchements se faisant vers le Nord au niveau de la suture de l'océan Rhéique et vers le Sud au niveau de la suture de l'océan Galicia Massif Central. Dans le modèle monophasé, les linéations NE-SW et NW-SE observées dans le Massif Central, résultent respectivement de la collision frontale puis oblique autour de l'arc ibéro-armoricain (Burg et al., 1987) lors de la subduction vers le nord de l'océan Galicia-Massif Central. Les mouvements à vergence NW sont le reflet de détachements syn à post exhumation pendant la mise en place des nappes vers le Sud (Mattaue, 1988) et accommodent l'extrusion vers le SE du Massif Central (Matte, 1991).

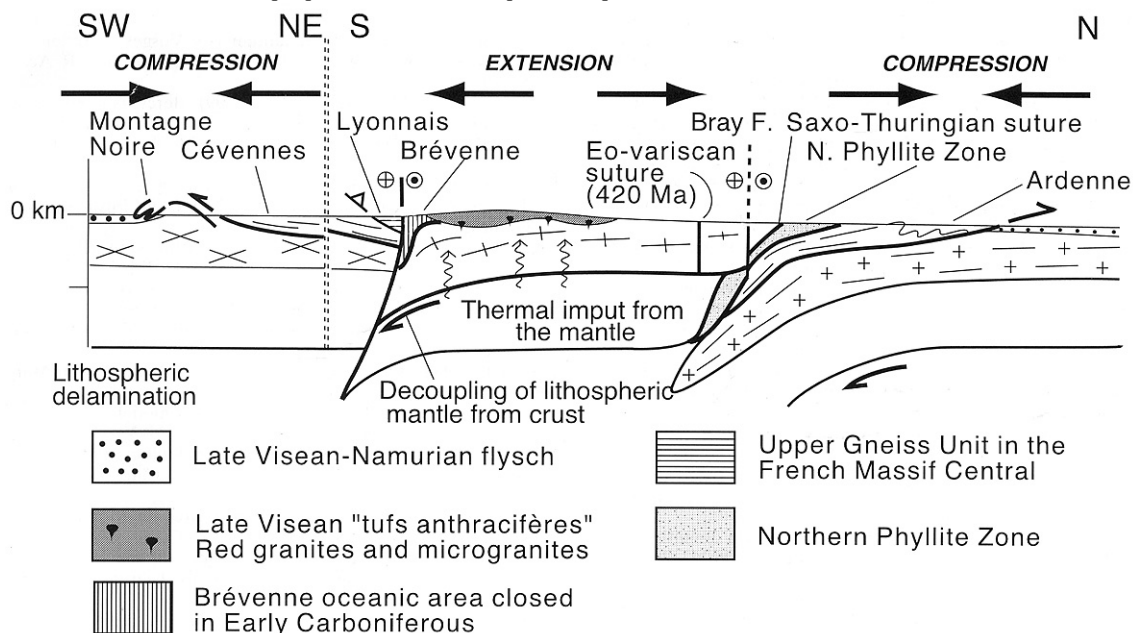


FIG. I-9- Modèle d'évolution polyphasée de la Chaîne Varisque d'Europe suivant une coupe d'échelle lithosphérique sur la transversale Ardennes-Massif Central au Viséen d'après FAURE et al. (2002).

I-3-b. Modèle polycyclique de la Chaîne Varisque (Fig. I-9).

Pin (1990), Faure et al. (1997) et (2002) remettent en cause l'idée d'un cycle orogénique unique et continu depuis le Silurien jusqu'au Carbonifère inférieur. Ils proposent un modèle polyphasé où les deux événements compressifs décrits précédemment sont séparés par un épisode de distension au cours du Dévonien moyen. Le premier cycle de convergence se déroule du Cambrien jusqu'au Dévonien inférieur et correspond à la fermeture de l'océan Galicia-Massif Central. Le deuxième cycle de convergence qui est lié à la fermeture de l'Océan Rhéique est suivi par la collision Laurussia-Gondwana depuis le Dévonien moyen jusqu'au Carbonifère inférieur.

Faure et al. (1997, 2002) mettent en avant le rôle joué par la subduction de l'océan Rhéique vers le Sud dans la mise en place du magmatisme calco-alcalin Dévonien observé dans le Morvan, les Vosges et la Vendée. Lors de la subduction vers le sud, la plaque supérieure est soumise à un régime distensif qui provoque l'ouverture de bassins arrière-arc à croûte océanique (séries de la Brévenne). L'étape de collision (Fig. I-9 et I-17) est responsable la mise en place vers le nord des ophiolites du Lizard et de son équivalent dans la zone Saxothuringienne.

Les chevauchements vers le Nord sont également responsables de la fermeture du bassin de la Brévenne qui s'est produit entre 365 et 345 Ma. A cette époque la subduction vers le Nord de l'océan Galicia-Massif Central qui a induit la collision entre le Gondwana et la micro-plaque Armorica autour de 380 Ma est déjà achevée. Le panneau lithosphérique est recyclé dans le manteau et la croûte épaissie par l'empilement des nappes à vergence Sud a retrouvé son équilibre. La mise en place des nappes du versant Sud de la Montagne Noire apparaît sur la coupe comme un phénomène superficiel.

La mise en place du magmatisme tardi-Viséen des tufs anthracifères s'explique dans ce modèle par une délamination lithosphérique sous le nord du Massif Central français. La phase d'extension se produit entre 330 et 335 Ma dans les zones internes de la chaîne alors que les domaines externes sont toujours en contexte compressif.

II. Cadre tectonique du Massif Central Français

II-1. Rappels historiques

Couvrant plus de 70 000 km², le Massif Central Français est le plus vaste affleurement du socle Varisque en France.

Les premiers travaux dans le Massif Central ont débuté par le lever des cartes géologiques au 1/80 000ème à la fin du XIXème siècle. L'exploitation des données cartographiques ne s'est développée qu'à partir des années 30 en donnant lieu à des travaux de synthèse sur les grands ensembles lithologiques. Demay propose en 1948 un premier schéma structural du Massif Central. Il distingue une zone septentrionale très métamorphique d'une autre plus méridionale peu ou pas affectée par le métamorphisme. Reprenant les idées de Boule (1900) sur l'explication des inversions apparentes du métamorphisme, Demay devient également l'initiateur de la pensée « allochtoniste » en évoquant l'existence de plis couchés déversés du Nord vers le Sud et, par là, émet l'idée d'empilement de nappes dans le Massif Central (Fig. I-10). Il différencie trois grands domaines ; un socle ante-dévonien au Nord, une zone intermédiaire formée par des granites hercyniens, puis, une zone sud allant des Cévennes en Corrèze dont les formations sont caractérisées par un métamorphisme hercynien sensu stricto.

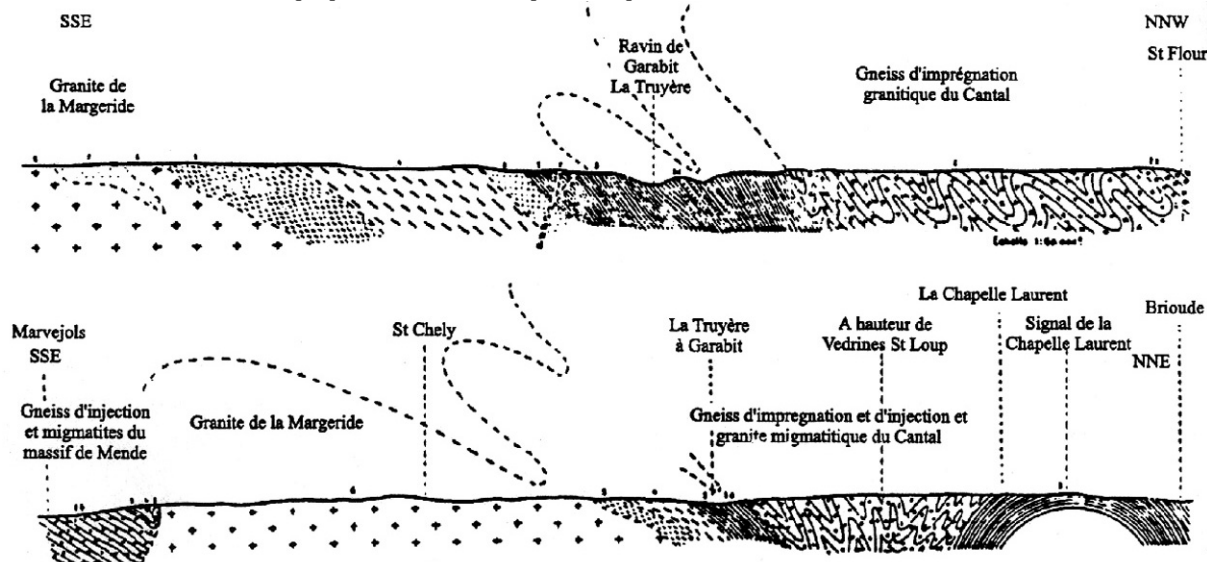


FIG. I-10- Coupes géologiques de la Margeride et de la région médiane du Massif Central d'après DEMAY (1948).

Jung (1954) regroupe en un seul et même ensemble, le Plateau d'Aigurande, le Sud Limousin, la région de l'Aubrac, le Rouergue, la Montagne Noire et les Cévennes (Fig. I-11). Ces régions sont accolées à un noyau unique central « Arveno-Vosgien » formé de roches anté-hercyniennes, par l'intermédiaire de liens appelés « zones tectoniques de jointure » qui sont représentés par les leucogranites du Limousin, objet principal de notre étude. Notons que l'idée de zones de jointure est née de l'observation des cisaillements et de l'intense déformation qui affectent ces massifs leucogranitiques et leur donne un rôle « d'amortisseur des contraintes ». A l'opposé de celui de Demay, le schéma proposé par Jung, a conditionné pendant une vingtaine d'années, du point de vue des relations structurales et des conceptions stratigraphiques sur le Massif Central, la pensée des auteurs suivants: Roques (1941), Chenevoy et Ravier (1971) affineront le modèle précédent. Les études géochronologiques effectuées par Cantagrel et al., 1978 ; Pin, 1979 ; Pin et Peucat, 1986 ont conduit ces auteurs à confirmer la présence de protolithes précambriens (Briovérien) dans le Massif Central.

Le concept de mise en place de nappes dans le Massif Central initié par Demay réapparaît avec Grolier en 1971, Kornprobst et Poulain en 1972. Toutefois, ce modèle ne sera admis par la communauté scientifique qu'avec l'analogie proposée par Mattauer (1974) entre la Chaîne Himalayenne et la Chaîne Varisque. Il suggère l'existence de grands chevauchements de type himalayen dans le Massif Central pour expliquer la foliation sub-horizontale des Cévennes mais également la superposition d'unités très métamorphiques sur d'autres peu ou pas métamorphiques. Parallèlement, Arthaud et Matte (1974) proposent une synthèse géologique sur les massifs hercyniens du Sud de la France où, suivant des critères lithostratigraphiques et tectonométamorphiques, ils divisent le secteur en trois parties :

Au sud, ils mettent en évidence dans les formations du Mouthoumet et de la Montagne Noire un métamorphisme de BP-BT et une tectonique à vergence sud. L'épaisseur considérable des unités affectées par une schistosité de flux et le déversement vers l'ouest des

structures majeures précoces caractérisent plus au nord les régions des Cévennes et de l'Albigeois. Enfin, comme dans le secteur précédent, ils mettent en avant une tectonique polyphasée avec une première phase tangentielle précoce N-S et déversée vers l'ouest reprise par une phase à déversement S-SW. L'évolution tectono-métamorphique est d'autant plus précoce (ante-viséenne) que les unités impliquées sont profondes et septentrionales.

Dans le Sud Limousin, Bernard-Griffiths, 1975; Santallier et al., 1978 proposent un âge Dévonien pour la tectonique et le métamorphisme Barrovien et de haute pression. Dans les séries de la Moyenne Dordogne, Tempier (1976) met en évidence l'antériorité du métamorphisme Barrovien suivi d'un métamorphisme de BP qui affectent les séries du «groupe de Neuvic», par rapport au chevauchement de la Nouaille qui amène des gneiss de haut degré métamorphique sur les micaschistes. Par la suite, basé sur le concept du chevauchement des séries du Groupe Leptyno Amphibolique et des anatexites à cordiérite sur les séries métapélitiques sous-jacentes, Burg et Matte (1978) reconsidèrent la carte géologique du Massif Central dans son ensemble. Pour Matte (1986), la tectonique collisionnelle médio-Varisque (400-340Ma) se caractérise par une migration des fronts de chevauchements pendant le Carbonifère, des zones internes de la Chaîne vers les zones externes (Fig. I-8). Cette tectonique est responsable de la polarité Nord-Sud du Massif Central. Dans la région du Limousin, Ledru et al. (1989) individualisent suivant des critères lithologiques, structuraux, métamorphiques et géochronologiques cinq unités bien distinctes dont la description détaillée sera présentée ultérieurement. Notons que jusqu'alors les modèles proposés pour l'évolution de la Chaîne Varisque dans le Massif Central ne font intervenir qu'un seul cycle orogénique.

La géologie des années 80-90 a porté son attention sur l'importance des phénomènes extensifs dans les orogènes. Dans le Massif Central, Faure et Becq-Giraudon (1993) ; Burg et al. (1994) ; Faure et Pons (1991) et Faure (1995) ont mis en évidence deux

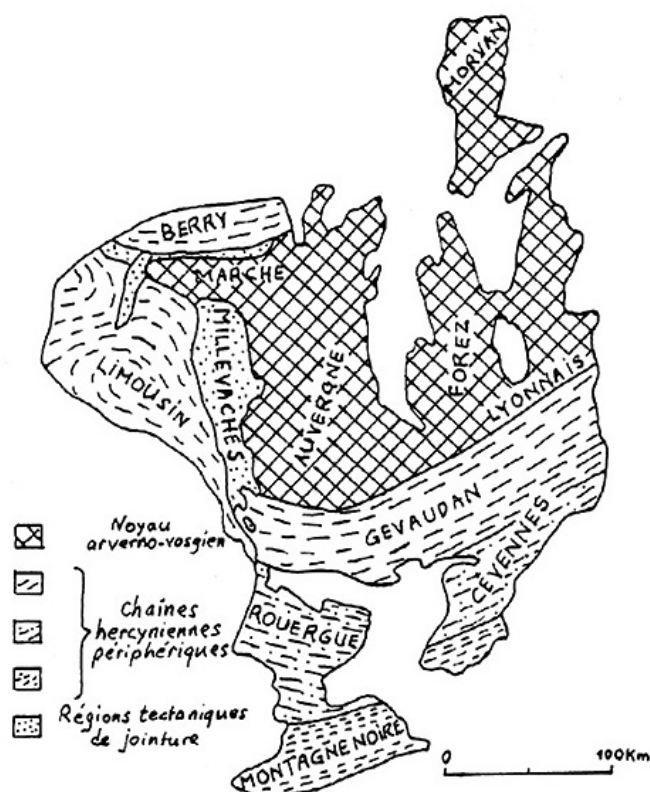


FIG. I-11– Carte des différents ensembles du Massif Central d'après JUNG (1954).

directions d'extension principales qui se sont développées au Carbonifère, début du Permien.

Nous détaillerons de façon plus précise ces phénomènes qui sont bien observés dans le Limousin.

L'existence d'un épisode distensif dans la Chaîne Varisque d'Europe au cours du Dévonien moyen à

supérieur (Pin, 1990) a conduit certains auteurs tels que Faure et al. (1997), Roig (1997), Roig et Faure (2000), Faure et al. (2002) et Duguet (2003) à proposer une évolution polycyclique de la Chaîne Varisque du Massif Central Français (Fig. I-9).

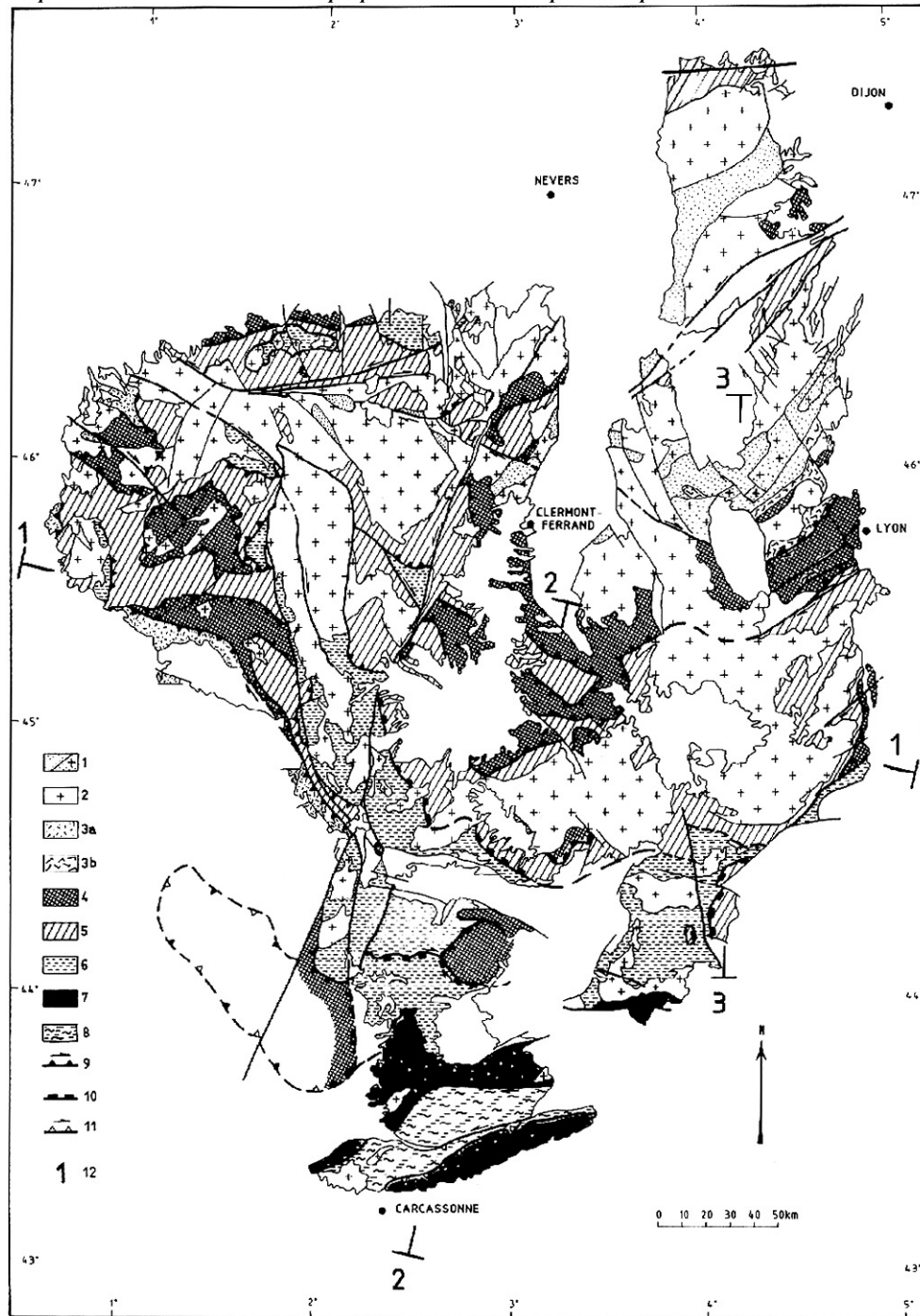


FIG. I-12- Carte schématique des principales nappes du Massif Central français d'après LEDRU et al. (1989). 1 : Dépôts Viséens. 2 : Massifs granitiques indifférenciés. 3 : Unités supérieures épizonales. 3a : Unité de Thiviers Paysac et de Génis. 3b : Unité de la Brévenne. 4 : Unité supérieure des gneiss. 5 : Unité inférieure des gneiss. 6 : Complexes autochtones relatifs. 7 : Unités méridionales d'âges Paléozoïques. 8 : Chevauchements (370-390 Ma). 9 : Chevauchements et décrochements (350-320 Ma). 10 : Chevauchements et décrochements (320 ± 10 Ma).

II-2. Les grandes unités lithotectoniques (Fig. I-12)

Nous avons évoqué précédemment qu'à partir d'un modèle initial à deux unités (Burg et Matte, 1978) où les séries les plus métamorphiques chevauchaient les micaschistes autochtones, nous sommes passés à un modèle plus complexe impliquant plusieurs nappes de degré métamorphique différent. Certains auteurs (Ledru et al., 1989 ; Ledru et al., 1994) ont en effet mis en évidence dans la région du Limousin, un empilement de plusieurs unités lithotectoniques distinctes sur la base des travaux antérieurs de Burg et Matte (1978) et Burg et al. (1984) dans d'autres secteurs du Massif Central. Ces unités sont individualisées en fonction de leurs lithologies, de leur évolution métamorphique et de leurs âges radiochronologiques. On distingue de la base vers le sommet, les unités suivantes :

II-2-a. Les unités méridionales paléozoïques (Fig. I-12)

Peu ou pas représentées dans le Limousin, ces formations métasédimentaires affectées par un métamorphisme anchizone à schiste vert forment le front de la chaîne. Elles affleurent largement de part et d'autre de la zone axiale de la Montagne Noire, dans l'Albigeois et le sud des Cévennes (Fig. I-12). Dans la Montagne Noire, les séries sédimentaires très déformées lors de la tectonogénèse hercynienne vont du Cambrien inférieur au Viséen supérieur et forment de part et d'autre de la zone axiale, les nappes du versant sud (Arthaud et al., 1966) et les nappes du versant nord (Brunel, 1972). Dans l'Albigeois et les Cévennes, les séries sont formées de séquences de plate-forme et de volcanites cambro-ordoviciennes.

Cette unité est formée de micaschistes incluant des niveaux de quartzites (Dronne, Thaurion ; Floc'h, 1983), de faciès leptyniques et/ou métagrauwackeux (Dôme de Sussac, Mouthier, 1976; Arc du Thaurion, Arène et Autran, 1972, Floc'h, 1974 ; Argentat, Ledru et Autran, 1987) et de rares orthogneiss. Il s'agit de métapélites, pélites et shales déposés en milieu épicontinental, affectés par un métamorphisme barrovien où le grenat et la biotite sont parfois associés à la staurotide. L'apparition du disthène dans certains secteurs (Plateau d'Aigurande, demi fenêtre de Sussac et dans l'unité de la Dronne) suggère un métamorphisme antérieur plus intense. Ces micaschistes forment l'encaissant des massifs leucogranitiques du Limousin (massif de Millevaches, plutons d'Aigurande, massif de la Brême, St Sylvestre, St Goussaud) (Fig. 12). On les rencontre également sur la bordure sud des unités gneissiques dans le Lot, les Cévennes et la Chataigneraie (Fig. I-12).

Certains auteurs (Cogné et Wright, 1980 ; Guillot, 1981 ; Floc'h, 1983) attribuent un âge Briovérien à ces micaschistes par analogie lithologique avec les dépôts de Bretagne Centrale.

II-2-c. L'Unité Inférieure des Gneiss

L'Unité Inférieure des Gneiss est constituée par un ensemble d'orthogneiss intrusifs dans des métagrauwackes et des métapélites (gneiss à biotite-sillimanite) dont les protolithes sont d'âge Protérorozoïque supérieur à Ordovicien. On distingue ainsi, dans le Limousin, de vastes ensembles orthogneissiques dérivés de granites calco-alcalins (Fig. I-12). Les orthogneiss de Meuzac et de St Yriex-La-Perche en sont des exemples, leurs protolithes sont datés respectivement à 495 ± 8 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Lafon, 1985) et à 468 ± 8 Ma par la méthode Rb/Sr (Bernard-Griffiths, 1975). Ces orthogneiss calco-alcalins pourraient être comparés à ceux de la Montagne Noire récemment datés par la méthode U/Pb entre 450 et 460 Ma (Roger et al., 2004) et qui sont associés à la tectonique extensive ordovicienne (Pin et Marini, 1993). L'unité inférieure des gneiss correspond donc à la marge continentale protérorozoïque à paléozoïque inférieur du Gondwana qui a subi une période de rifting au cours de l'ordovicien inférieur.

Dans le Limousin, ces granites calco-alcalin ont été orthogneissifiés au Dévonien moyen : l'orthogneiss de l'arc du Thaurion par exemple est daté à 375 ± 6 Ma (Rb/Sr sur RT, Duthou, 1977).

Des reliques de haute pression ont également été décrites dans le Limousin : éclogites et péridotites à grenat de Sauviat, éclogites du Puy-Robis et de la Faurie (Santallier et Floc'h, 1979), granulites acides du Thaurion, (Arène et Autran, 1972), de Chanteloube et du Mas Marie (Floc'h, 1983). Les nombreux travaux de Santallier (1981) montrent que les différentes variétés d'éclogites (à disthène et /ou zoïsite) témoignent de la recristallisation de protolithes de composition variée lors d'un même événement métamorphique de haute pression de 15kbar minimum à 700°-750°C.

II-2-d. L'Unité Supérieure des Gneiss

L'unité supérieure des gneiss est caractérisée par la présence de reliques de haute pression (éclogites et granulites HP) qui représentent les témoins de la paléosubduction Varisque. L'âge du métamorphisme de haute pression n'est pas connu dans la région du Limousin mais d'une manière générale cet événement est estimé entre 400 Ma et 440 Ma (Faure et al., 1997 et Matte et al., 1998). Les chemins P-T obtenus sur les éclogites à coésite des Monts du Lyonnais (Lardeaux et al., 2001) montrent la rapidité des processus d'exhumation des unités de haute pression. Leur décompression isotherme est responsable de l'anatexie des parties pélitiques (Mercier et al., 1991 ; Santallier et al., 1994) des Groupes Leptyno Amphiboliques qui donnent lieu aux migmatites à cordiérite bien connues dans la région d'Aubusson. Ces migmatites à cordiérite ont été datées par la méthode Rb/Sr sur roche totale dans le Limousin et dans les Monts du Lyonnais respectivement à 375 ± 6 Ma (Duthou et al., 1977) et à 384 ± 16 Ma (Duthou et al., 1994). Des âges similaires à $374,8 \pm 1,8$ Ma ont été obtenus récemment sur les migmatites d'Aubusson par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazite à la microsonde électronique (Rolin et al., en préparation). Les amphibolites plus réfractaires, emballées dans les migmatites du plateau d'Aigurande ont donné un âge de 389 ± 8 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Boutin et Montigny, 1993).

L'U.S.G. est le siège de nombreux massifs de diorites quartziques connus sous le nom de « ligne tonalitique du Limousin ». En accord avec Peiffer (1986), Roig et Faure (2000) les interprètent comme des plutons déracinés et charriés vers le NW vers 360 Ma. Pour Faure et al. (1997), ces roches datées par la méthode U/Pb (Bernard-Griffith et al., 1985) à 355 ± 2 Ma et à 379 ± 19 Ma, sont les témoins de racines d'un arc magmatique lié à la subduction vers le sud de l'océan Rhéique au dévonien moyen.

Dans la région du Limousin, les relations structurales de l'U.S.G. avec l'U.I.G. sont complexes (Fig. I-12) et se présentent différemment dans le Haut Limousin et dans le Bas Limousin.

Sur le flanc sud du synforme de Saint Germain-les-Belles et au niveau de la klippe de Lonzac, le contact de base se fait par l'intermédiaire d'une discontinuité mylonitique à blastomylonitique marquée par la présence de lambeaux de péridotites serpentinisées. Leur appartenance à l'unité supérieure est très controversée (harzburgites et cumulats gabbroïques représentant une ophiolite non métamorphisée à haute pression (Mercier et al, 1985 ; Girardeau et al, 1986), roches mantelliques différenciées en contexte intraplaque et métamorphisées à haute pression (Maillet et al, 1984).

Dans le Bas Limousin, au niveau du synforme d'Uzerche et de l'antiforme de Tulle, l'unité supérieure repose en contact anormal sur le complexe de Vergonzac appartenant à l'unité inférieure des gneiss.

Dans la région du Limousin, elles sont représentées par les unités de Génis et de Thiviers-Payzac (Roig, 1997), les unités de la Gartempe (Santallier et Floch', 1989) et de St Salvador dans la synforme d'Uzerche (Bellot, 2001).

Ces unités sont corrélées à la série de Leyme dans le Quercy et à la nappe de Saint Sernin sur Rance dans le Rouergue (Duguet, 2003). Ces formations sont également représentées par les unités paléozoïques de Vendée (Guillot, 1981 ; Duguet, 2003).

L'unité de Génis est formée d'un ensemble de roches basiques (gabbros, basaltes, pillow lavas à affinité tholéitique de type MORB) et repose sur les schistes de Donzenac et les grès de Thiviers. Floch' (1983) et Ledru et al., (1989) attribuent cette unité à une ophiolite démembrée mise en place par l'intermédiaire d'un chevauchement sur l'unité de Thiviers-Payzac.

L'unité de Thiviers-Payzac est actuellement séparée de l'unité de Génis par le décrochement dextre Sud-Limousin dont les conditions P/T rétrogrades sont estimées à 500°C / 2 - 5kbar (Bellot, 2001). Elle est essentiellement composée par des métatufs dacitiques, des schistes à intercalations grauwackeuses, tuffacées et graphiteuses. Trois orthogneiss y sont intrusifs dont l'un d'entre eux, l'orthogneiss du Saut du Saumon a été daté à 470 Ma (Bernard-Griffiths, 1975). On distingue aussi un réseau filonien de dolérites à affinité calco-alkaline (ce réseau n'apparaît pas dans la série susjacente ordovico-silurienne de Génis). L'unité de Thiviers-Paysac est séparée cartographiquement de l'U.S.G. par le décrochement polyphasé d'Estivaux. La cinématique du jeu précoce de cet accident contemporain d'un métamorphisme prograde normal, est sénestre et la période minimale de son fonctionnement est estimée à $346 \pm 3,5$ Ma (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite) par l'intermédiaire du granite syntectonique d'Estivaux (Roig et al., 1997). Cet épisode est repris en décrochement dextre dans les conditions rétrogrades du faciès schiste vert (Roig, 1997). Selon Roig (1997), ces décrochements sont postérieurs à une tectonique de nappe à vergence NW qui a permis la mise en place de l'unité de Thiviers-Payzac sur l'U. S. G. et l'U.I.G. dans un contexte de métamorphisme barrovien.

L'unité de la Gartempe est identique du point de vue lithologique à celles de Thiviers-Payzac. Elle est affectée par une tectonique chevauchante vers l'ouest contemporaine d'un métamorphisme barrovien prograde (Floch'et al., 1993). Elle est limitée au NE par les migmatites de Lanneau (U.I.G.) et au Sud par l'unité de Mézières (U.S.G. d'après Santallier et Floch', 1989). Le contact actuel entre l'unité de la Gartempe et les migmatites de Lanneau est en faille normale vers le SW. L'observation microstructurale et la présence de serpentinites jalonnant le contact entre les deux unités, encouragent Santallier et Floch' (1989) à l'interpréter comme un chevauchement. L'unité de la Gartempe reposerait donc en contact anormal sur les migmatites de Lanneau mais également sur l'unité de Mézières.

Les formations de St Salvador sont interprétées comme une klippe de l'unité de Thiviers-Payzac qui chevauche l'U.S.G. suivant une cinématique vers le NW à 360 Ma contemporaine d'un métamorphisme prograde dont les conditions sont estimées à 530°C / 2-3kar (Bellot, 2001).

La série de Leyme, formée d'une série détritico-métamorphisée dans les conditions du faciès amphibolite profond (Roubichou, 1979) et de niveaux discontinus d'amphibolites, est équivalente aux grès de Thiviers et à ceux de la nappe de St Sernin sur Rance dans le Rouergue (Duguet, 2003). L'étude du contact (accident de Linac-Labathude) entre l'unité de Leyme et l'U.I.G. a fait l'objet de nombreuses discussions : Bossière et Guillot (1987) l'interprètent comme un chevauchement vers l'Est entraînant l'unité de Leyme sur l'U.I.G.. Roig (1997) en fait un décrochement à jeu polyphasé, d'abord sénestre contemporain de la phase à vergence NW dans les conditions barroviennes (Bouchez et Jover, 1986 ; Roig, 1997) puis dextre dans les conditions rétrogrades du faciès schiste vert. Duguet (2003) opte pour le modèle compressif et interprète l'accident de Linac-Labathude comme un chevauchement à vergence NW qui amène l'unité de Leyme sur l'U.I.G. contemporain d'un métamorphisme prograde normal dont les conditions sont estimées entre 560°C et 650°C à 5 -8 kbar. Suivant cet auteur, la nappe de St Sernin sur Rance se déplacerait entre 340 et 360 Ma vers le NW sur les formations de l'U.S.G. et l'U.I.G..

En Vendée, les unités épizonales apparaissent au niveau du synclinorium de Chantonnay. Duguet (2003) montre que la superposition anormale de l'unité de Chantonnay sur l'U.S.G. est à relier à une tectonique cisailante vers le NW mais ne se prononce pas, du fait de la faible intensité du métamorphisme syntectonique, sur la nature compressive ou extensive du contexte tectonique.

II-3. Grands événements tectonométamorphiques de la Chaîne Varisque dans le Massif Central

L'histoire du Massif Central est difficile à retracer car les structures précoces des parties les plus internes de la Chaîne ont été en grande partie détruites et oblitérées par les événements tardifs.

Les événements tectonométamorphiques les plus précoces sont datés dans le Massif Central depuis le silurien (430-400Ma) qui correspond en moyenne à l'âge du métamorphisme de haute pression, jusqu'à la fin du carbonifère (300 Ma) âge des premiers dépôts post-orogénique. La tectonique est caractérisée par l'empilement de plusieurs unités lithotectoniques bien distinctes (Burg et Matte, 1978 ; Ledru et al., 1989 ; Ledru et al., 1994), séparées par des contacts anormaux de nature variée tels que chevauchements, décrochements ou failles de détachement. La phase de convergence aurait duré approximativement 150 Ma entre 450 Ma et 300 Ma et le temps estimé pour l'édification de la Chaîne serait d'une centaine de millions d'années, soit de 380 Ma à 280Ma.

II-3-a. La distension Cambro-Ordovicienne: 500Ma-480Ma

Il est difficile de retracer l'histoire du mouvement relatif des continents pour les périodes antérieures à 300 millions d'années. Les paléomagnéticiens ont montré l'existence d'un supercontinent néoprotérozoïque, formé à la suite du cycle orogénique Panafricain, qui aurait commencé à se morceler entre 600 et 500 Ma. Cette période de rifting est contemporaine de la formation des océans qui provoquent la dispersion des blocs continentaux. Ces idées sont soutenues par les données paléomagnétiques (Van der Voo, 1993), paléogéographiques et faunistiques (Robardet et al., 1994). Les granitoïdes calco-alcalins d'âge ordovicien inférieur (massif de Meuzac par exemple) reconnus dans le sud Limousin témoignent d'un épisode de rifting. De même, la présence de roches basiques et ultra-basiques dans les groupes leptyno-amphiboliques sont en faveur d'une distension généralisée à l'Ordovicien (Pin et Lancelot, 1982 ; Pin et Marini, 1993). La nature de ces roches est très discutée selon les auteurs : elles seraient l'expression de bassins marginaux en site arrière-arc (Bodinier et al., 1988), d'une marge passive (Pin, 1990) ou d'un véritable océan (Dubuisson et al., 1989).

II-3-b. Les événements de haute pression : 430-400Ma

La découverte de reliques de haute pression a permis d'introduire la notion de paléosubduction océanique et continentale. On peut estimer la profondeur d'enfouissement de certaines roches du Massif Central, jusqu'à une centaine de kilomètres ($P : 25-30\text{Kb}$), grâce à la découverte de péridotites à grenat présentant des couronnes coronitiques progrades (Gardien et al., 1988) et de coésite dans les éclogites des Monts du Lyonnais (Lardeaux et al., 2001). Le métamorphisme de haute pression est également conservé dans les éclogites à glaucophane et les schistes bleus de la région de Najac (Delor et al., 1986). Quelques datations ponctuelles dans le Massif Central fixent ces événements de haute pression entre l'Ordovicien supérieur et le Silurien. Notons les datations effectuées par la méthode U/Pb sur zircon dans le Lyonnais sur les éclogites de la Borie à $432 \pm 20/-10\text{Ma}$ (Ducrot et al., 1983) et les trondhjémites de Marvejols à $415 \pm 5\text{Ma}$ (Pin et Lancelot, 1982).

II-3-c. Exhumation des roches de haute pression : anatexie et métamorphisme Barrovien: 400-370Ma

Durant leur exhumation, les roches de haute pression subissent une décompression isotherme responsable de l'anatexie des parties pélitiques des complexes leptyno-amphiboliques produisant les migmatites à cordiérite appelées localement « aubussonites ». Les roches basiques plus réfractaires ne fondent pas mais se rétrotransforment en amphibolites en conservant des cœurs d'éclogite.

Les amphibolites sont datées dans le plateau d'Aigurande à $389 \pm 8\text{ Ma}$ par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Boutin et Montigny, 1993). Des âges comparables sont obtenus sur les migmatites des Monts du Lyonnais à $384 \pm 16\text{ Ma}$ (Rb/Sr roche totale, Duthou et al., 1994) ou du Limousin

à $383 \pm 5\text{ Ma}$ dans l'orthogneiss de Meuzac (U/Pb sur roche totale, Lafon, 1986). Les migmatites d'Aubusson sont datées à $374,8 \pm 1,8\text{ Ma}$ par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazites (Rolin et al., en préparation). Enfin celles des Herbiers en Vendée donnent par la même méthode un âge à $373 \pm 6\text{ Ma}$.

Cette anatexie est contemporaine d'un métamorphisme de pression intermédiaire. Cet événement est relié à la mise en place des nappes. L'âge de cet épisode se situe autour de 380 Ma dans les parties centrales de la chaîne, en Vendée et au nord du Massif Central, alors que dans les secteurs plus méridionaux, il a été daté autour de 350Ma (Pin, 1981).

Dans le Limousin, Roig et Faure (2000) décrivent un métamorphisme mésozonal à $700^\circ\text{C}/7\text{Kbar}$ contemporain du développement d'une foliation S1 qui porte une linéation L1 orientée NE-SW. Les critères de cisaillement ductile associés à cette paragenèse barrovienne (à bt-ms-st-sil-grt) indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers le SW. Ils mettent en évidence le chevauchement vers le SW d'une unité supérieure des gneiss (voir terminologie de Ledru et al., 1989) contenant les anatexites à cordiérite et les reliques de haute pression, sur une unité inférieure autour de 380Ma. Pour ces auteurs, cet événement n'est présent qu'à l'état de relique car il est en partie oblitéré par une deuxième phase (P2) à 360 Ma (Roig, 1997).

Notons que cette période correspond également à l'âge du magmatisme calco-alcalin qui affecte les séries du Massif Central (Bernard-Griffith et al., 1985) La diorite de Tallud est datée à $373 \pm 6\text{ Ma}$ par la méthode U/Pb sur zircon. L'interprétation de cet épisode sera développée ultérieurement.

II-3-d. Le métamorphisme barrovien entre 360Ma et 340Ma

La cinématique associée au métamorphisme de pression intermédiaire est très mal définie dans le Massif Central et diverge suivant les auteurs. Comme évoqué précédemment, cet événement est plus jeune dans les parties externes de la Chaîne.

A Marvejols, il est daté autour de 350 Ma (Pin, 1981).

Ce métamorphisme, contemporain de la mise en place de nappes de charriage vers le SE, est caractérisé par une zonation métamorphique inverse (Burg et al., 1984). On distingue de la base au sommet des sédiments d'âge précambrien supérieur à silurien chevauchés par d'épaisses séries de métasédiments de pression intermédiaire et dépourvus de reliques de haute pression qui sont recouvertes à leur tour par des gneiss de haut degré métamorphique (groupe leptyno-amphibolique).

Les boudins d'amphibolites sont asymétriques et montrent des sens de cisaillement au N150 (Fig. I-13).



FIG. I-13– Photographie montrant les boudins d'amphibolites cisailés vers le sud dans la région de Marvejols.

De même, proche de Marvejols à St Léger de Peyre, les enclaves de pyrigarnite (grenat-omphacite) sont enveloppées au sein de boudins d'amphibolites cisailés au N150 (Fig. I-14).



FIG. I-14– Photographie montrant des enclaves de pyrigarnite emballées dans les boudins d'amphibolites cisailés vers le sud.

Les orthogneiss de Marvejols datés à 346 ± 8 Ma présentent des sens de cisaillement vers le SE. Selon Pin (1979), les orthogneiss de Marvejols sont d'anciens granites d'anatexie dont la mise en place syncinématique au niveau de la série de Marvejols est liée au charriage du supergroupe de Marvejols (Groupe Leptyno Amphibolique) sur les schistes et micaschistes du Lot. Une pegmatite échantillonnée dans la zone abritée d'un boudin d'amphibolite à grenat du groupe leptyno-amphibolique cisailé vers le SSE, fournit un âge à 344 ± 13 Ma (Pin, 1979). Pin (1979) l'interprète comme l'âge du métamorphisme barrovien syn-nappe qui a affecté l'ensemble du supergroupe de Marvejols au Dinantien inférieur.

Ailleurs, dans le Massif Central, la cinématique s'exprime vers le SSW dans l'Albigeois (Guerange-Lozes et Alsac, 1986), dans les Monts du Lyonnais (Lardeaux et Dufour, 1987) et dans les Cévennes (Mattauer et Etchecopar, 1977 ; Arnaud et Burg, 1977 ; Faure et al., 1999).

En Montagne Noire, la fin de la mise en place des nappes vers le sud (Fig. I-15) se fait au Viséen supérieur-Namurien inférieur (330 à 310 Ma). Les premiers terrains discordants dans ce secteur de la chaîne Varisque sont d'âge stéphanien (290 Ma).

Dans le Limousin, pour Roig et Faure (2000) le métamorphisme barrovien autour de 350 Ma ($600^\circ\text{C}/5$ Kbar) fait suite à celui déjà observé dans les anatexites à cordiérite affectées par des cisaillements vers le SW. Pour ces auteurs ainsi que pour Ledru et Autran (1987), il serait contemporain d'une tectonique tangentielle avec des chevauchements à faible pendage du SE vers le NW.

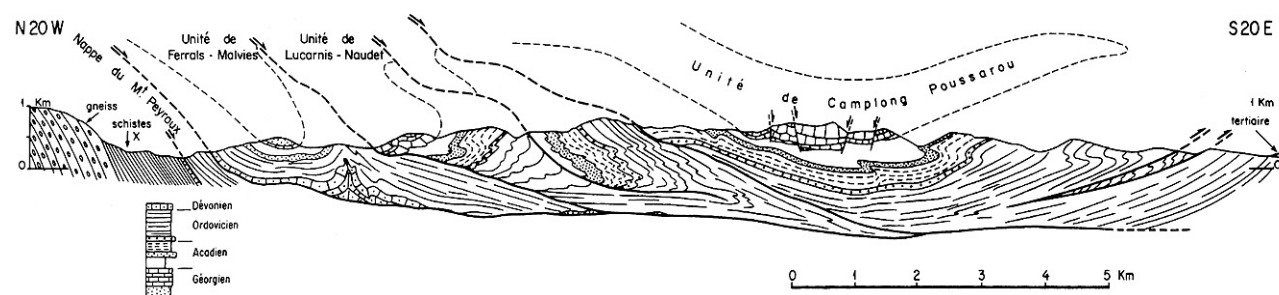


FIG. I-15– Coupes des nappes du versant sud de la Montagne Noire d'après ARTHAUD (1970).

Cet épisode est postdaté dans le Sud Limousin à 355 ± 4 Ma, (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotite, Roig, 1997) par la granodiorite de Chanteix qui recoupe la foliation S2. De plus des biotites synfoliales qui forment des bandes de cisaillement vers le NW dans l'orthogneiss d'Argentat ont fourni un âge de 355 ± 8 Ma (Roig et Faure, 2000).

En Brévenne et dans le Rouergue et le Quercy, Leloix et al. (1999) et Duguet (2003) respectivement, décrivent également des mouvements vers le NNW.

La compréhension de cette tectonique en cisaillement vers le NW pose encore des problèmes. Les microstructures attribuables à cette déformation suivant la linéation L2, NW-SE et associées au métamorphisme de moyenne pression-moyenne température indiquent une cinématique du SE vers le NW incompatible avec le déplacement vers le sud des nappes et par conséquent avec une zone de subduction à pendage nord.

Chapitre I- Evolution tectono-métamorphique de la Chaîne Varisque d'Europe

Cette cinématique vers le NW peut-elle être alors attribuée à une tectonique de nappe ou est-elle le reflet d'une tectonique extensive syn convergence ?

Deux modèles classiques sont proposés :

- un modèle polyphasé qui admet deux tectoniques de nappes, la première à 380 Ma à vergence sud et la

deuxième vers 360 Ma à vergence NW (Girardeau et al., 1986 ; Roig et Faure, 2000).

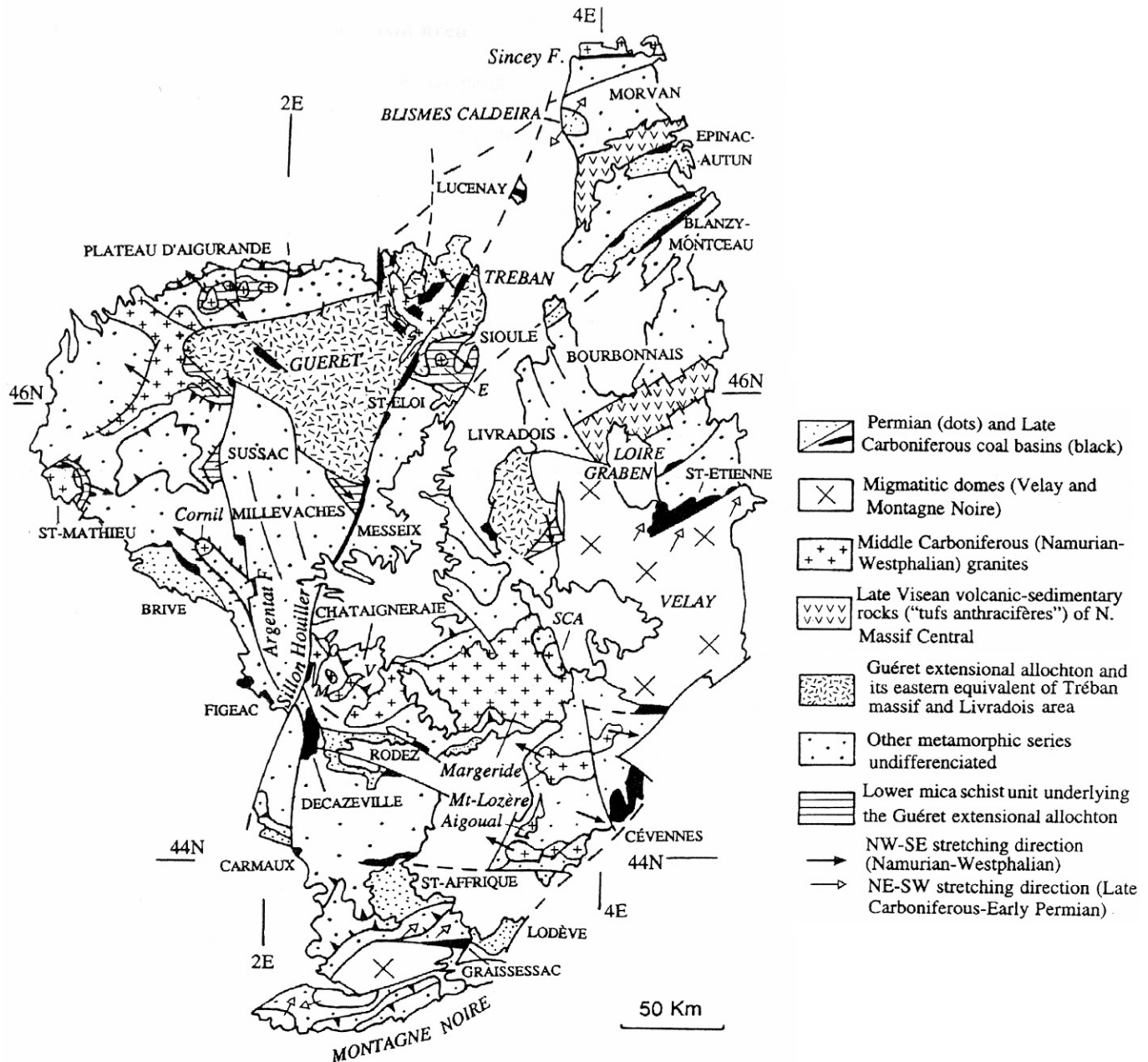


FIG. I-16- Carte générale des structures extensives Carbonifère dans le Massif Central d'après FAURE (1995).

- un modèle monphasé où les cisaillements vers le SW à 380 Ma et vers le NW vers 360 Ma sont interprétés en contexte compressif. Les premiers sont la conséquence de la subduction vers le Nord de l'océan Galicia-Massif Central qui provoque la mise en place des nappes vers le Sud. Les seconds vers le NW sont interprétés en terme de détachements syn convergence qui accommodent l'extrusion vers le SE du Massif Central (Matte, 1991).

II-3-e. La période 330-290Ma (Fig. I-16)

La collision hercynienne et la subduction continentale subséquente conduisent, comme dans toutes

les chaînes de collision, à un épaississement crustal. La croûte épaissie et réchauffée par l'accroissement des éléments radiogéniques (U,Th, K), possède une rhéologie ductile qui va permettre à l'édifice structural de s'amincir et de retrouver son équilibre isostatique. La contrainte principale sigma 1 horizontale lors de la compression devient verticale quand le poids dû à l'empilement des nappes est supérieur aux forces horizontales. Le régime tectonique devient donc extensif. Il se caractérise par des failles normales cassantes en surface et ductiles en profondeur. Cette tectonique en extension a été décrite dans plusieurs secteurs du Massif Central notamment au Mont Pilat. Ce régime a été actif

depuis la fin du Viséen dans le nord alors que dans les domaines plus au sud (Montagne Noire, Pyrénées) la compression était toujours dominante.

II-3-e-i. L'extension NW-SE du Carbonifère moyen

Faure (1995) met en évidence à la transition viséen supérieur- namuro-westphalien (330-315Ma) un premier épisode extensif majeur de direction NW-SE (Fig. I-16). Cette période se caractérise par un intense phénomène de fusion crustale qui donne naissance à un grand nombre de massifs leucogranitiques.

Faure et al., (1990) montrent dans le Limousin, au niveau de la faille normale ductile d'Argentat, que la mise en place des leucogranites datés du Namuro-Wesphalien est contemporaine du développement de grands couloirs de déformation mylonitique. D'après Faure et al. (1990), ces événements se déroulent dans les conditions rétro-morphiques du faciès schiste vert. Pour ces auteurs, le magmatisme leucogranitique apparaît typiquement comme un phénomène syn-orogénique, la fusion débutant lors de l'épaississement et se poursuivant pendant l'extension.

Cette période est également contemporaine de la formation de bassins volcano-sédimentaires et de volcanisme sub-aérien.

II-3-e-ii. L'extension NE-SW : fin du Carbonifère début du Permien

Le désépaississement du Massif Central se poursuit pendant le Carbonifère supérieur (Stéphanien) suivant une direction d'allongement générale NE-SW (Fig. I-16) (Faure, 1995). Cette phase d'extension est responsable de la formation de dômes migmatitiques (Faure, 1993). Affectés par une direction d'extension NE-SW à N-S, les dômes granitiques et migmatitiques du Velay et de la Montagne Noire reflètent bien cette période (Van den Driesche et Brun, 1989 ; Malavieille et al., 1990 ; Echtler et Malavieille, 1990). Ces dômes sont associés à des décrochements ou des failles normales qui contrôlent l'ouverture des bassins houillers. Ces bassins contiennent les enregistrements sédimentaires et volcaniques de ce régime extensif qui peut être considéré comme tardi- à post-orogénique. Ils sont contrôlés structuralement par des failles dont le plus bel exemple du Massif Central est mis en évidence par le Sillon Houiller. Dans ce cas présent, les bassins se sont ouverts sur décrochement et forment tout le long de cet accident des pull-apart sénestres de direction NE-SW (Marest, 1985 ; Blès et al., 1989).

Le Carbonifère supérieur est également marqué par la granulitisation de la croûte inférieure qui pourrait être liée à un phénomène de délamination lithosphérique (Leyreloup et al., 1977).

Pour Burg et al. (1994), cette période est caractérisée par un amincissement crustal généralisé contemporain d'événements magmatiques et d'érosion qui permettent le retour à l'état stable de la lithosphère continentale.

III. Les problèmes posés

La confrontation des deux modèles décrits plus haut au § I-3 montre que la compréhension et la reconstitution de la Chaîne Varisque reste aujourd'hui un grand problème scientifique.

III-1. La localisation des zones de suture

Un des problèmes majeurs évident est l'insuffisance des données cartographiques de détail liée aux mauvaises conditions d'affleurement mais également et surtout à la dislocation de la chaîne par l'expansion océanique Mésozoïque et à la surimposition du cycle Alpin. De là découle l'incertitude de la localisation des zones de suture indispensable à la reconstitution générale de la chaîne. Récemment, certains auteurs (Brun et al., 2002) ont suggéré que la continuité de la suture Galicia-Massif Central se poursuivait en France non sous le bassin de Paris au Nord du forage GPF de Couy-Sancerre mais au S-SW du Massif Central dans la continuité SE de l'unité de Champtoceaux. Ballèvre et al. (1992) en revanche localisent la suture sous le bassin de Paris mais estiment l'âge des éclogites autour de 360 Ma au lieu de 400-440 Ma (Faure et al., 1997 ; Matte, 1986 ; Matte, 2002). La localisation de la suture nord correspondant à la fermeture de l'océan Rhéique est très discutée. Ces questions ne peuvent être probablement réglées que par l'acquisition d'une nouvelle imagerie géophysique de type ECORS.

III-2. La profusion des granites

La particularité frappante de la Chaîne Varisque est l'abondance considérable des granites. Dans le Massif Central, les roches granitiques occupent près de 50% de la surface des affleurements anté-stéphaniens. Quels sont les mécanismes de formation des magmas et de mise en place de l'ensemble des granites hercyniens? Résultent-ils d'un épaississement crustal ou bien au contraire sont-ils reliés à l'extension ? Quelles sont les grandes causes géodynamiques lithosphériques qui les génèrent ?

III-3. La phase d'extension tardi-orogénique

La phase d'extension tardi-orogénique est difficile à contraindre à l'échelle de la chaîne. A quelle période pouvons-nous estimer l'initiation du régime extensif ? Ménard et Molnard sont parmi les premiers à suggérer l'existence d'une extension tardi-orogénique de la Chaîne Varisque. Par la suite, Faure et Becq-Giraudon, (1993) mettent en évidence deux périodes d'extension dans le Massif Central. Jusqu'alors ces phénomènes avaient été suggérés seulement pour la faille d'Argentat (Ledru et Autran, 1987), dans la partie nord du dôme du Velay (Mattauer et al., 1988) et au niveau du granite de Montmarault (Barbarin et al., 1985).

Faure et al. (1990) réinterprètent la déformation du plateau d'Aigurande en contexte extensif. L'accident de Chambon à vergence NE qui mylonitise le leucogranite de Crozant est interprété en faille normale et non en chevauchement basculé. Il démontre également le caractère syntectonique de l'ensemble des leucogranites du plateau d'Aigurande et interprète leur géométrie

(enracinés au SE et déversés vers le NW) comme le résultat de l'extension tardi-orogénique namuro-wesphalienne liée au retour à l'équilibre de la croûte épaissie pendant la collision dévonienne. De même, il a été montré que le refroidissement des leucogranites du massif de la Brême a été assisté par l'activité des failles normales de part et d'autre du pluton (Mollier et Bouchez, 1982 ; Faure et Pons, 1991). Ces observations témoignent d'un phénomène d'extension relativement tardif (Namuro-Wesphalien) dans l'histoire de la chaîne. Les données structurales de la série d'âge Viséen supérieur des « tufs anthracifères » mises en évidence dans la Sioule, les Monts du Lyonnais et le Morvan montrent que la tectonique extensive a pu débuter dans des conditions fragiles dans la croûte supérieure dès 335 Ma (Faure et al., 2002). Notons qu'à cette époque, les zones externes de la chaîne (Ardenne et Montagne Noire) étaient soumises à un régime compressif qui donne lieu au développement de grands plis couchés plurikilométriques. 335 Ma constitue un âge minimum : La découverte de gymnospermous taxa (Galtier et al., 1998) dans le sud des Vosges au sein des séries volcano sédimentaires viséennes suggère que ces séries, mises en place dans un environnement fluvial à proximité d'un volcan, reposaient en discordance sur les unités déformées d'âge dévonien supérieur à tournaisien. La phase d'extension tardi-orogénique pourrait donc selon les secteurs avoir débuté autour de 350 Ma.

Des calcaires datés du Givétien (Dévonien moyen) par Conodontes et exempts de déformation décrits dans le Morvan (Delfour, 1989), sont rattachés par Faure et al. (1997) à l'épisode distensif du Dévonien moyen en contexte de marge active lié à la subduction vers le Sud de l'océan Rhéique. Sont reliés également à cet événement par Faure et al., 1997 ; Roig et Faure, 2000, les séries de la Brevenne (Leloix et al., 1999), l'ensemble de roches ultrabasiques et basiques de « la ligne des Klippes » dans les Vosges (Fluck et al., 1987), les unités de Génis, le réseau filonien doléritique des grès de Thiviers et de Pompadour (Santallier, 1981) enfin la ligne tonalitique du Limousin. Si l'ensemble de ces formations est à relier à un phénomène de distension dans la plaque supérieure sous l'influence de la subduction vers le sud de l'océan Rhéique, la localisation de la zone de suture doit être remise en cause. Actuellement un millier de kilomètres environ sépare les séries de la Brevenne de la suture de l'océan Rhéique (Fig. I-17) !

III-4. L'interprétation des linéations

Deux types de linéations sont reconnus dans le Massif Central : La première orientée NE-SW est associée à des mouvements vers le SW. Elle est contemporaine d'un métamorphisme mésozonal, 700°C-7kbar (Lardeaux et al., 1989 ; Mercier et al., 1992 ; Roig et al., 2000) et est rattachée à la mise en place des nappes au Dévonien inférieur. Cette phase, bien répertoriée dans le Sud Limousin (Roig et Faure, 2000), le plateau d'Aigurande, la série de la Sioule, les Monts du Lyonnais (Faure et al., 1990), le Haut Allier (Burg, 1977) est synchrone de l'exhumation des unités de haute pression. La seconde linéation, orientée NW-SE est synchrone d'un métamorphisme de type Barrovien à 600°C-6kbar

(Floc'h, 1983 ; Bellot, 2001). Les critères de cisaillement associés indiquent un déplacement des unités du SE vers le NW entre 360 et 340 Ma (Bouchez et Jover, 1986 ; Roig, 1997). La signification de cette cinématique vers le NW est difficile à recadrer dans un contexte géodynamique général car elle est incompatible avec la subduction vers le Nord de l'océan Galicia-Massif Central et par là avec la mise en place des nappes vers le Sud autour de 380 Ma.

A travers une étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique effectuée dans le Limousin sur le massif de Guéret (les granites péralumineux de type Guéret étant contemporain de cette phase), Bouchez et Jover (1986) interprètent ces linéations vers le NW en contexte compressif de mise en place de nappe vers le NW. De même, Roig et Faure (2000) traduisent cette cinématique à vergence NW par une « tectonique à plat » admettant un déplacement du SE vers le NW suite à la fermeture de l'océan Rhéique. Lors d'une étude pétro génétique des séries du Quercy, Duguet (2003) montre que les paragenèses contemporaines des cisaillements vers le NW sont associées à un métamorphisme prograde normal incompatible avec une tectonique extensive. Il interprète dès lors l'accident de Linac-Labathude (Quercy) comme un chevauchement de l'unité de Leyme sur l'unité inférieure des gneiss.

Bellot (2001) en revanche propose que les cisaillements vers le NW, le métamorphisme de pression intermédiaire et les assemblages minéralogiques associés sont le résultat d'une tectonique transcurrente dextre produite autour de 360 Ma.

Par analogie avec la faille Sud-Tibétaine, Mattauer et al. (1988) et Matte (1991), interprètent ces cisaillements vers le NW en terme de détachement syn-convergence.

III-5. La faille du Sillon Houiller

Le Sillon houiller, accident majeur du Massif Central présente un jeu polyphasé : un décrochement ductile sénestre Namurien suivi d'un décrochement fragile sénestre d'âge Stéphanien (Feybesse, 1981). Entre les séries de la Sioule à l'est et les granites de Guéret, du Tréban et les séries du Chavanon à l'ouest, Grolier et Letourneur (1968) propose un rejet décrochant sénestre de 60 km pour ce dernier épisode. De part et d'autre de cet accident, les chemins pression-température de l'unité supérieure des gneiss sont différents. A l'ouest Santallier, (1981) ; Floc'h, (1983) et Faure et al., (1990) montrent que ces unités passent dans le champ du disthène (faciès amphibolite profond) alors qu'à l'est ces unités sont affectées par un métamorphisme granulitique (dans le champ de la sillimanite) (Bodinier et al., 1988 ; Mercier et al., 1992). Ces observations pouvant être reliées à des phénomènes d'exhumation distincts de part et d'autre du Sillon Houiller, Duthou (1994) propose que ces processus seraient essentiellement d'ordre tectonique à l'Est du Sillon Houiller alors qu'à l'Ouest l'érosion jouerait un rôle déterminant. D'autre part, à l'ouest, l'évolution mésozonale est datée entre 390 et 370 Ma alors qu'à l'est, l'évolution métamorphique associée au charriage des nappes crustales vers les niveaux supérieurs de la croûte est estimée au plus tard entre 360 et 340 Ma (Costa, 1992).

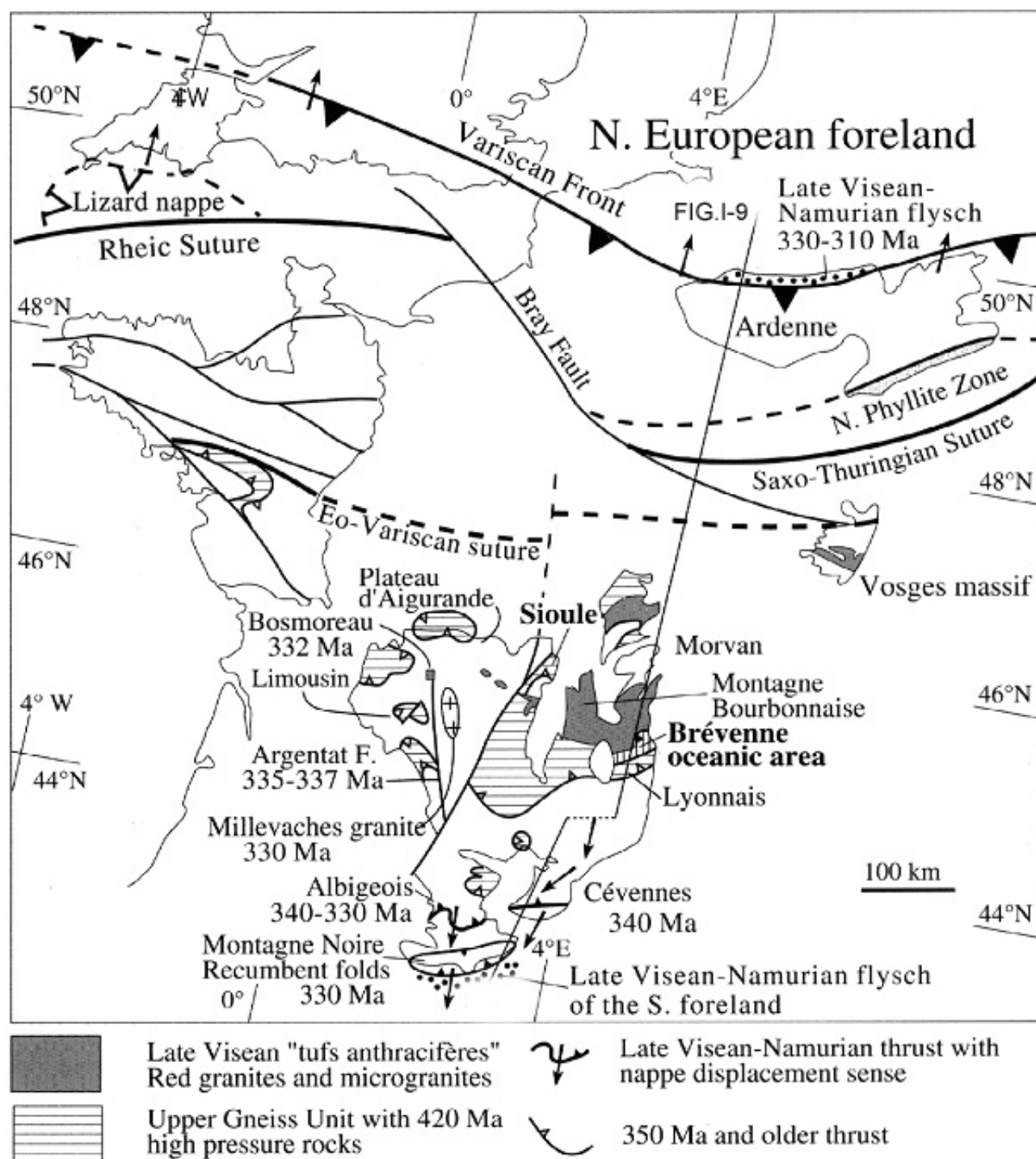


FIG. I-17- Carte structurale de la Chaîne Varisque en France d'après FAURE (2001).

L'ampleur de cet accident est considérable car des études géophysiques (Aubert, 1978) ont pu mettre en évidence son prolongement vers le Nord au niveau de la faille de la Seine (bassin de Paris) qui selon Faure et al., (1997) se poursuivrait sous la Manche. Le Sillon Houiller se prolonge vers le sud jusqu'à Toulouse (faille de Villefranche). La compréhension de ce grand linéament est indispensable dans la reconstitution de la Chaîne Varisque d'Europe.

CHAPITRE II : METHODOLOGIE

Dans le Limousin, la structuration de la croûte continentale hercynienne est mal documentée. Deux causes principales sont mises en évidence :

- La qualité médiocre des affleurements, l'analyse cartographique peu détaillée.
- l'intrusion de nombreux plutons granitiques syn ou post tectoniques complique l'analyse des phases de structuration précoces de la Chaîne.

Ces granites, (essentiellement des leucogranites) sont bordés par de grands accidents mylonitiques en décrochement et en faille normale.

La problématique scientifique de ce travail a par conséquent pour but de mieux appréhender les relations entre la mise en place des granites et le fonctionnement des zones de cisaillement ductiles associées aux phases d'épaississement et d'amincissement crustal à l'échelle régionale. Cette thèse est une étude pluridisciplinaire où nous avons mis en œuvre des études combinées et complémentaires dans les domaines de la cartographie (levés au 1/50 000 de la feuille de Felletin, n°691), de la microtectonique, de l'analyse pétrostructurale (dont Analyse de la Susceptibilité Magnétique), de la gravimétrie et de la géochronologie (méthodes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb).

Ce chapitre II a pour but de présenter succinctement les différentes méthodes utilisées qui ont permis d'observer les objets à étudier à des échelles diverses.

I. Etude Structurale et cartographique

La tectonique, la géologie structurale et la pétrologie permettent de définir les paramètres cinématiques et thermomécaniques d'un système à toutes les échelles. Les structures géologiques sont les témoins des déformations finies et progressives et donnent accès aux conditions physiques qui régissent le comportement rhéologique du matériel au cours de sa déformation. La situation géologique du secteur étudié, a favorisé l'analyse de la déformation des roches granitiques dans le but d'en dégager l'intérêt comme marqueurs de la déformation de la croûte continentale. Les structures planaires et linéaires des roches granitiques ou métamorphiques ont été systématiquement mesurées sur le terrain. Quand celles-ci étaient difficilement reconnaissables à l'œil nu, notamment dans les roches granitiques, nous avons fait appel à la technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (A.S.M.). L'analyse cinématique des grands accidents ductiles associés aux granites qui caractérisent la région du Limousin a été effectuée par l'observation des critères de cisaillement associée à l'étude détaillée des textures et microstructures. Certaines d'entre-elles ont fait l'objet de mesure des orientations préférentielles de réseau (OPR) du quartz. L'analyse de la fabrique des granites par la technique de l'A.S.M. a également été couplée de façon systématique à l'analyse des microstructures dans le but

d'en déduire l'état rhéologique du magma lors de la déformation.

Dès lors, l'étude structurale associée à la cartographie de détail permet d'établir une chronologie relative des événements géologiques et d'estimer les conditions de pression et température dans lesquelles ils se sont développés.

Notre travail étant en partie basé sur l'analyse structurale et la cinématique des grandes zones de déformation ductiles qui bordent les massifs leucogranitiques du Limousin, nous avons entrepris une cartographie détaillée de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine (voir localisation Fig. II-1, carte annexe 8). Celle-ci, située au niveau de la bordure Est du Millevaches a été faite pour essayer de comprendre les relations des différentes unités imbriquées dans cet accident.

La description détaillée de ce secteur est intéressante car ce dernier permet l'étude de l'ensemble des formations de l'encaissant du granite ici mieux préservées et affectées par les décrochements dont on peut préciser la cinématique.

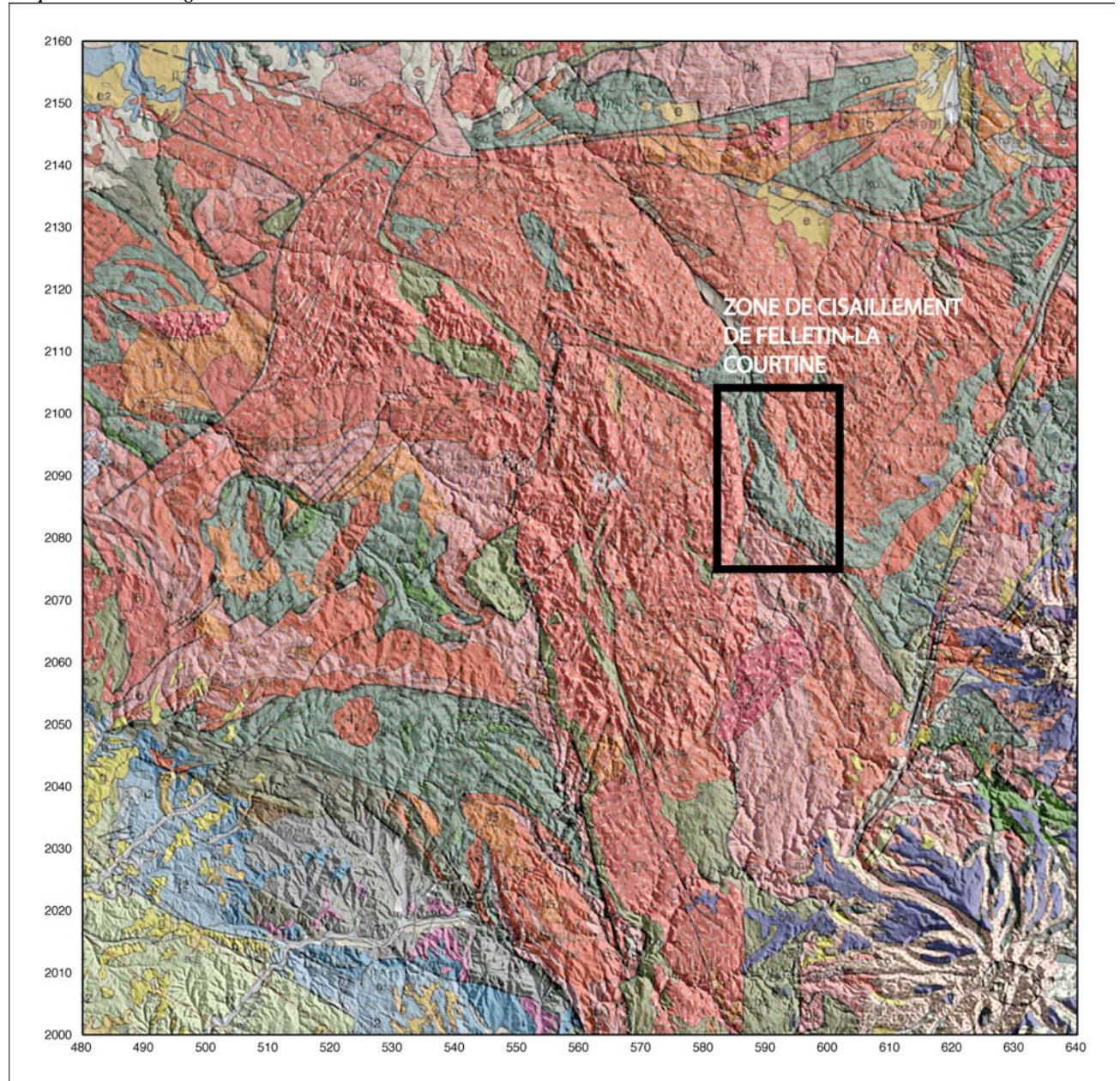


FIG. II-1 – Modèle Numérique de Terrain au 1 : 1 000 000 (BRGM) montrant la localisation de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine cartographiée.

II. La mesure des Orientations Préférentielles de Réseau (O.P.R.): la technique EBSD

II-1. Instruments et techniques de mesure des OPR

La mesure des O.P.R. s'effectue classiquement à la platine universelle à 4 ou 5 axes montée sur un microscope optique. Cette technique présente cependant quelques limitations notamment par rapport à la taille des grains qui doit être suffisamment importante ($> 30\mu\text{m}$) pour pouvoir faire l'objet d'une mesure. Seul l'axe-c ou [0001] des minéraux uniaxes (quartz ou ilménite) peut être mesuré. Les minéraux optiquement isotropes (grenat ou magnétite) ne peuvent être mesurés et les minéraux tricliniques (plagioclase par exemple) non plus car aucun axe cristallographique ne correspond à un axe optique et

par conséquent leur mesure nécessite une procédure complexe.

Les techniques de goniométrie de texture par diffraction des rayons X (Schmid et Casey, 1986), ou neutronique (Bouchez et al., 1979) sont aussi limitées, non par les propriétés optiques des minéraux, mais par la non visualisation des grains mesurés (l'étude grain par grain est inenvisageable).

La technique EBSD (Electron BackScattered Diffraction) développée ces dernières années (Lloyd et al., 1991; Adams et al., 1993; Dingley and Field, 1997) est basée sur la mesure des orientations cristallographiques par l'analyse des figures de diffraction produites par un microscope électronique à balayage. Cette méthode permet de mesurer toute taille de grain et n'est pas limitée par les propriétés optiques des minéraux.

II-2. Appareillage (Fig. II-2)

L'ensemble de nos mesures a été effectué à l'université de Montpellier II. L'équipement comprend une colonne électronique (MEB), une caméra vidéo, un système d'imagerie cristallographique, un moniteur contrôlant le MEB, un autre donnant accès au logiciel Channel, enfin un dernier directement connecté à la caméra vidéo qui permet la visualisation des figures de diffraction sur l'écran phosphorescent.

Les électrons rétrodiffusés sont générés par un faisceau d'électrons focalisé sur la surface d'une section de roche polie inclinée de 70 degrés par rapport à l'horizontale. Ces électrons rétrodiffusés sont visualisés par l'intermédiaire d'un écran phosphorescent qui émet l'image photonique de la figure de diffraction. L'image photonique est captée par une caméra de haute résolution et, est ensuite traitée numériquement de façon à minimiser le bruit de fond. L'image de diffraction numérisée est indexée afin d'en retirer toute information cristallographique (logiciel informatique Channel +, Schmidt et Olesen, 1989).

II-3. Formation des figures de diffraction

Les figures de diffraction (Fig. II-3) formant des bandes brillantes appelées aussi « bandes de Kikuchi », résultent donc de la diffraction des électrons rétrodiffusés (Fig. II-3). On peut les observer en mode transmission ou balayage.

Lorsque le faisceau électronique interagit avec l'échantillon poli, les électrons incidents sont diffusés dans toutes les directions. Pour une famille de plans réticulaires (hkl), les électrons se trouvant en position de Bragg sont diffractés sans perte d'énergie cinétique. Cette interaction élastique à l'origine des électrons diffusés est régie par la loi de Bragg :

$n \lambda = 2 d_{hkl} \sin \theta$ Avec n=nombre entier

d_{hkl} =distance réticulaire (hkl)

θ = angle de Bragg

λ = longueur d'onde reliée à la tension d'accélération des électrons (V_0) par :

$$\lambda = h / (2m_0 e V_0 (1 + (e V_0 / 2m_0 c^2)))^{1/2}$$

Avec h =constante de Planck

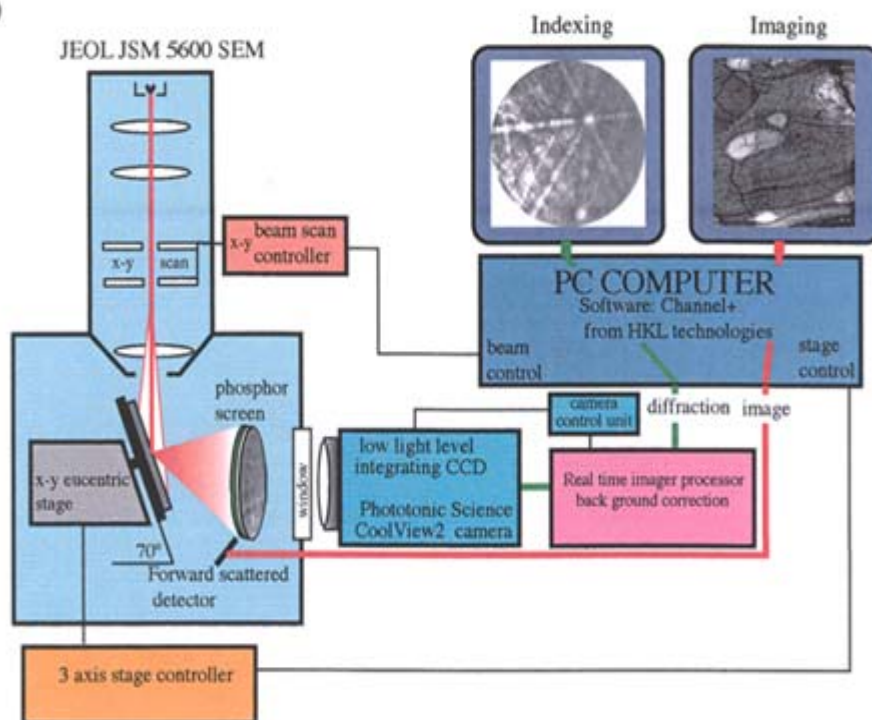
m_0 =masse de l'électron

e =charge de l'électron

c =vitesse de la lumière

Les trajectoires des électrons qui satisfont les conditions de Bragg définissent deux cônes appelés cônes de Kossel (Fig. II-3). Du fait de l'énergie élevée des électrons, les angles de Bragg sont faibles ($\sim 0,5^\circ$) et l'intersection des deux cônes sur un écran phosphorescent laisse apparaître une paire de lignes parallèles : lignes de Kikuchi. Elles résultent donc de la diffraction des électrons sur une famille de plans réticulaires et contiennent l'information cristallographique du point analysé.

(a)



(b)

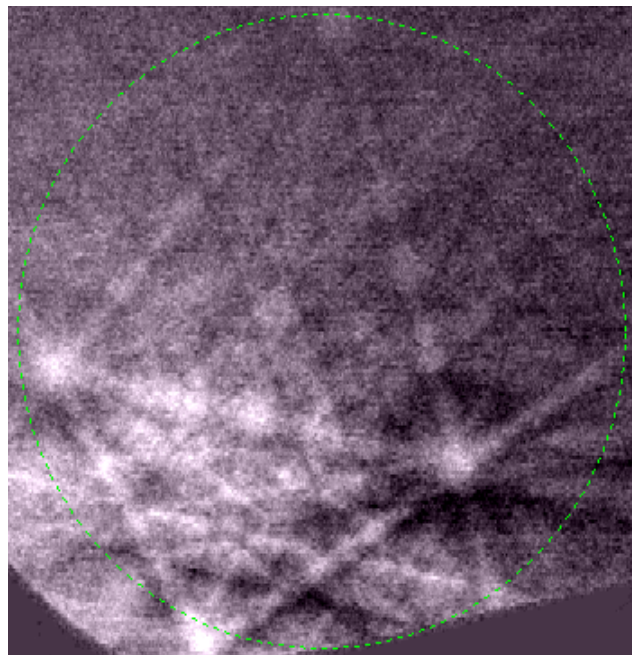


FIG. II-2 – Equipement EBSD de Montpellier d'après BASCOU (2002). a : Schéma de l'équipement. b :Photo de l'équipement: 1 :Colonne électronique du MEB. 2 : Caméra vidéo. 3 : Console du système d'imagerie cristallographique. 4 : Moniteur du PC contrôlant le MEB. 5 :Moniteur du PC donnant accès au logiciel Channel+. 6 : Moniteur connecté directement à la caméra vidéo et permettant la visualisation des figures de diffraction se formant sur l'écran phosphorescent.

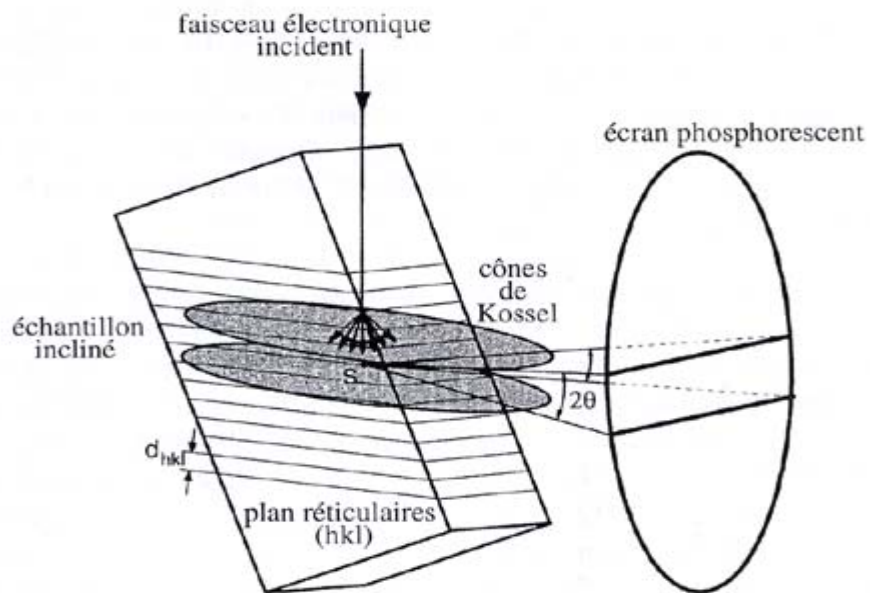
II-4. Conditions de travail

Afin d'obtenir de belles figures de diffraction, les échantillons doivent être parfaitement polis, exempts d'irrégularités pouvant induire une déviation du faisceau électronique et entravant aussi l'écoulement des charges électriques issues du faisceau électronique.

De façon à bien indexer les images, les bandes de Kikuchi doivent présenter un bon contraste obtenu grâce à des électrons très énergétiques (15-20 keV). L'inclinaison de l'échantillon est déterminante pour le contrôle de la profondeur d'interaction des électrons avec la section polie. Les résultats de nos mesures sont décrits Chapitre III.



a



b

FIG. II-3 – Figures de diffraction par la technique EBSD. a : Figure de diffraction d'un quartz. b : Formation des lignes de Kikuchi suite à la diffraction des électrons sur les plans réticulaires d'après RANDLE et ENGLER (2000).

III. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A.S.M.)

III-1. Introduction

Au cours de leur refroidissement, les granites ne réagissent pas de manière homogène dans le temps et / ou dans l'espace, notamment s'ils sont soumis à un déviateur de contrainte. Celui-ci peut être induit par le magma lui-même et/ou par la tectonique liée au contexte géodynamique.

Le simple contraste de viscosité entre le magma et son encaissant peut induire le développement d'une fabrique aussi faible soit-elle. A cela, se surimposent les contraintes tectoniques extérieures dont l'influence sur les mécanismes de mise en place et de transport des granites dans la croûte n'est pas négligeable. La fabrique peut ainsi représenter parfois l'empreinte des déformations subies par le magma lors du transport dans la croûte, et peut être ainsi utilisée comme marqueur de la déformation crustale associée à ce transport (Faure & Pons, 1991; Gleizes et al., 1997; Benn et al., 2001).

Le développement de la fabrique dépend de la cinétique de cristallisation des minéraux, de leur nature, de la rhéologie et du type de déformation que subit le magma au cours de son refroidissement. Lors de l'interprétation de la fabrique, l'ensemble de ces paramètres est à prendre en considération. Il est ainsi nécessaire de coupler la mesure de la fabrique à une analyse microstructurale de la roche à étudier, de façon à pouvoir préciser ses conditions d'acquisition et déceler par là le caractère syn- ou post-tectonique d'un granite (voir § IV).

La rhéologie est peut être un des paramètres les plus difficile à appréhender car au cours de son refroidissement, le magma traverse des états rhéologiques différents. Trois étapes sont classiquement reconnues (Vigneresse *et al.*, 1996; Arbaret *et al.*, 2000) :

- Pour un volume de cristaux inférieur au seuil de percolation rigide (55% pour Vigneresse et al., 1996 ou moins selon les auteurs), le magma se comporte comme un liquide newtonien. Les minéraux tournent librement dans la matrice et acquièrent une orientation préférentielle de forme cyclique.

- Au dessus du seuil de percolation rigide, le magma a un comportement plastique. Les cristaux, de plus en plus nombreux, se lient entre eux et forment une ossature qui peut encore fluer librement dans le liquide. A ce stade le comportement rhéologique est dit « de type Bingham ».

- Au fur et à mesure, la viscosité augmente et le système se bloque peu à peu. L'orientation préférentielle de forme des minéraux se stabilise.

Pour un volume de cristaux autour de 75%, le système se bloque (de St Blanquat, 2002). Ce seuil est appelé « seuil de blocage des particules ». A ce stade, les cristaux se déforment plastiquement et/ou fragilement. Pour Vigneresse et al., (1996) ce seuil dépend des différentes

phases minérales constitutives mais surtout de la déformation que subit le magma.

A la fin de la cristallisation du magma, la fabrique continue à se développer à l'état solide et son enregistrement se fait au travers des phases minérales telles que le quartz ou le feldspath. La température de déformation peut être estimée par l'observation des microstructures et l'analyse des orientations préférentielles du quartz (Gapais & Barbarin, 1986; Mainprice *et al.*, 1986; Blumenfeld et al., 1986; Gower and Simpson, 1992).

La technique de l'anisotropie de susceptibilité magnétique utilise les propriétés magnétiques des minéraux pour mesurer la fabrique d'un granite. Rapide et facile de mise en œuvre, cette méthode est incontournable quand la fabrique d'une roche ne peut être identifiée à l'œil nu.

La comparaison de la fabrique d'un granite obtenue par l'analyse structurale classique (mesures des foliations et linéations et de la déformation finie) et la fabrique magnétique acquise par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique montre des résultats similaires (Rochette et al., 1992; Borradaile et Henry, 1997). Depuis une dizaine d'années, cette technique est couramment appliquée aux massifs granitiques (Jover, 1986; Gleizes, 1992; Benn et al., 1997).

III-2. Principes de l'étude A. S. M.

Un solide soumis à l'action d'un champ magnétique H présente une aimantation induite d'intensité constante J telle que $J = K \cdot H$

J = aimantation induite en A/m

K = susceptibilité magnétique volumétrique du solide (sans dimension SI)

H = intensité du champ magnétique appliqué en A/m

La valeur de la susceptibilité magnétique d'un solide dépend de la température, de l'intensité du champ magnétique et de sa direction.

Suivant leur nature, le comportement des minéraux diffère vis à vis du champ magnétique.

Dans le cas des minéraux isotropes, K est un scalaire.

Dans le cas contraire, K varie.

En champ faible, J et H sont linéaires et K correspond à un tenseur de rang 2 et peut être représenté par un ellipsoïde de révolution.

En champ fort, pour certains minéraux, les relations entre J et H sont toujours linéaires; pour d'autres, à partir d'une certaine intensité du champ, l'aimantation J est saturée et K ne peut plus être décrit par un tenseur de rang 2.

Dans notre cas, la susceptibilité magnétique sera décrite sous la forme d'un ellipsoïde du fait que l'ensemble de nos mesures a été réalisé en champ faible.

En champ fort, trois grands types de comportements magnétiques peuvent être définis (Fig. II-4) :

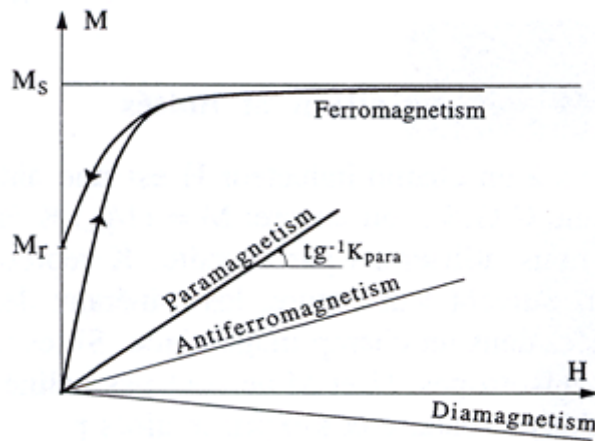


FIG. II-4 – Relation entre l'aimantation et le champ magnétique pour les différents comportements magnétiques des solides d'après BOUCHEZ (2000). M_r : Aimantation rémanente. M_s : Aimantation à saturation.

*Comportement diamagnétique

La susceptibilité est toujours négative et faible (10^{-5} SI) et indépendante de la température. Dans les roches plutoniques les minéraux caractéristiques du diamagnétisme sont le quartz et le feldspath.

*Comportement paramagnétique

La susceptibilité est toujours positive et de faible intensité (10^{-5} à 10^{-4} SI). La biotite, la muscovite et l'amphibole, accessoirement la chlorite, le pyroxène, la tourmaline et le grenat sont les minéraux porteurs de ce type d'aimantation dans les granites. Ce comportement est généré par les atomes de fer contenus dans le minéral. Contrairement à la précédente, la susceptibilité paramagnétique varie avec la température suivant la loi de Curie-Weiss, c'est à dire que K_{para} diminue quand la température augmente.

Les susceptibilités diamagnétiques et paramagnétiques ne se manifestent qu'en présence d'un champ magnétique. Les minéraux correspondants ne présentent pas d'aimantation rémanente.

*Comportement ferromagnétique

Les minéraux ferromagnétiques conservent leur aimantation en absence de champ magnétique. On distingue trois sous types de comportements ferromagnétiques :

- le ferromagnétisme présente une susceptibilité de forte intensité. Elle est positive en champ faible. Le fer, le nickel, le cobalt et les alliages correspondants sont de ce type.
- le ferrimagnétisme dont la magnétite est le minéral caractéristique, la susceptibilité associée est positive et assez forte en champ faible (de 10^{-3} à 10^3 SI). En champ fort les susceptibilités ferromagnétiques et ferrimagnétiques s'annulent du fait d'une saturation de l'aimantation.

- l'antiferromagnétisme représente le comportement de l'hématite et de la goethite. La susceptibilité antiferromagnétique est positive et plus faible en champ faible que les deux précédentes. Elle reste la même en champ fort.

La susceptibilité magnétique d'une roche, en champ faible, est la somme de toutes les contributions magnétiques. Les susceptibilités diamagnétiques et antiferromagnétiques sont négligeables en comparaison des autres comportements. Ce sont donc les phases minérales ferromagnétiques et paramagnétiques qui contribuent le plus à la susceptibilité totale d'une roche et à son anisotropie. Nous verrons ultérieurement que dans notre étude des granites, les minéraux porteurs de l'aimantation sont les micas (paramagnétique). La connaissance minéralogique de la roche à étudier est donc indispensable pour définir les minéraux porteurs de l'A.S.M.. Celle ci a plusieurs origines :

- Elle provient en partie de l'anisotropie cristalline des grains (la susceptibilité peut être plus forte le long de certains axes cristallins).
- Elle peut être due à une anisotropie de la forme des grains (susceptibilité différente suivant le grand axe et le petit axe du grain).
- Elle peut être influencée par la distribution spatiale des grains.

III-3. Traitement des données A. S. M.

Nous avons réalisé nos mesures au laboratoire de Magnétisme des Roches, commun à l'I.S.T.O. (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans) et au B.R.G.M. (Bureau de Recherche Géologique et Minière), à l'aide du susceptomètre Kappabridge KLY-3S de la société AGICO. Le principe de cet appareil consiste à appliquer un champ magnétique de faible intensité à l'échantillon et à mesurer l'aimantation induite. L'échantillon est mesuré suivant 3 axes perpendiculaires à température ambiante. Pour chaque position donnée, l'échantillon tourne autour d'un axe et plusieurs mesures sont faites au cours de ces rotations. Associé à l'appareil, un logiciel permet de déterminer l'orientation géographique et les valeurs des trois axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité ainsi que la susceptibilité totale de l'échantillon. On définit ainsi le tenseur de susceptibilité.

Comme évoqué précédemment, ce tenseur de rang 2, K_{ij} (avec $i, j = 1, 2, 3$), est symétrique et peut être représenté graphiquement par un ellipsoïde (Fig. II-5). L'ellipsoïde de susceptibilité magnétique définit la fabrique magnétique. Il possède 3 axes principaux K_1, K_2, K_3 avec ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$). La fabrique magnétique de l'échantillon est donc définie par l'orientation et la valeur des axes principaux de l'ellipsoïde. K_1 correspond à l'alignement des minéraux magnétiques, définissant la linéation magnétique. K_3 reflète le plan moyen d'orientation du clivage (001) de la biotite et par là la foliation magnétique.

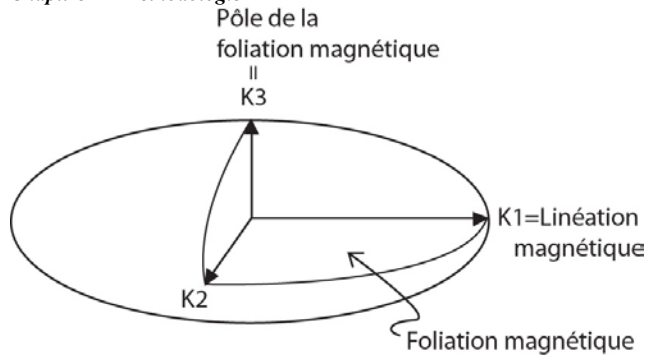


FIG. II-5 – Ellipsoïde de susceptibilité magnétique.

Plusieurs paramètres scalaires sont définis :

La susceptibilité magnétique moyenne, K_m : $K_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$

Elle représente la somme de toutes les contributions magnétiques

Le degré d'anisotropie, P : $P = K_1 / K_3$

Où $P' = \exp [2 \times \Sigma (\ln K_i / K_m)^2]^{1/2}$

Le degré d'anisotropie peut s'exprimer en pourcentage, $P\% : P\% = (P-1) \times 100$

Le paramètre de forme (ou paramètre de Jelinek, 1981), T :

$T = [\ln (K_2/K_3) - \ln (K_1/K_2)] / [\ln (K_2/K_3) + \ln (K_1/K_2)]$

Ce paramètre décrit la forme de l'ellipsoïde et varie de +1 (forme en galette) à -1 (forme en cigare).

Le paramètre de Flinn : $P_{Flinn} = (K_1/K_2) / (K_2/K_3)$

Ce paramètre représente la forme de l'ellipsoïde de l'A. S. M.

Pour $0 < P_{Flinn} < 1$, l'ellipsoïde est aplati

Pour $P_{Flinn} > 1$, l'ellipsoïde est allongé

De nombreuses études (Jover, 1986 ; Boradaille, 1988 ; Rochette et al., 1992 ; Boradaille et Henry, 1997) ont mis en évidence les corrélations entre les fabriques magnétiques et l'ellipsoïde de déformation fini, déterminé à partir des observations structurales des granites.

Ils ont également montré que les zones d'intense déformation correspondaient au degré d'anisotropie magnétique le plus élevé. Il faut cependant être prudent dans certains cas, ceux pour lesquels les granites contiennent de la tourmaline car celle-ci induit une inversion de la fabrique magnétique (la linéation magnétique correspond au pôle de foliation magnétique et inversement).

L'application de l'étude A.S.M. au massif de Millevaches sera détaillée dans le Chapitre IV.

IV. Etude des microstructures des roches magmatiques

Les microstructures enregistrent l'état rhéologique du magma au cours de son refroidissement. Afin de comprendre les relations entre la tectonique et le magmatisme, il est indispensable de caractériser les mécanismes de déformation qui contrôlent les systèmes magma / roche. Certains critères microstructuraux permettent de connaître l'existence des derniers liquides présents dans la roche avant sa cristallisation totale. L'identification de ces liquides est d'autant plus difficile que la roche continue à se déformer après sa cristallisation totale et que les minéraux recristallisent statiquement sous l'effet d'une température suffisamment élevée (recuit). Décivant en détail les microstructures des granites du Millevaches au cours du Chapitre IV, nous nous contentons de présenter ci-dessous quelques exemples de critères de reconnaissance des déformations magmatiques, des déformations à l'état solide de haute température enfin des déformations à l'état solide de moyenne à basse température.

IV-1. Exemples de microstructures magmatiques

- Absence de déformation interne des cristaux (sous-joints dans les quartz par exemple)
- Accolement de cristaux en cours de cristallisation (synneusis).
- Micas non kinkés
- Alignement parallèle de cristaux automorphes sans déformation interne
- Imbrication de cristaux automorphes
- Quartz interstitiel
- Associations microaplite et myrmékite qui selon Hibbard (1979, 1987) cristallisent directement à partir d'un « melt » saturé en H_2O .

IV-2. Exemples de microstructures acquises à l'état solide de très haute température ($> 600-650^\circ C$) ou juste avant la cristallisation totale du magma (pre-full-crystallization)

- Intense migration aux joints de grains (Jessel, 1987)
- Présence de sous-joints, kinks, ...
- Présence de mâcles du microcline (Eggleton et Buseck, 1980)
- Formation de sous-joints à 90° dans les quartz
- Allongement et boudinage d'agrégats cristallins
- Recristallisation dynamique
- Quartz en échiquier avec sous joints prismatiques $< c >$ et basal $< a >$ (Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986)
- Limites curvilignes entre quartz et feldspath (Gower et Simpson, 1992)
- Systèmes de glissement prismatique $< c >$ du quartz

IV-3. Exemples de microstructures acquises à l'état solide de moyenne à basse température ($350^\circ C < T < 600^\circ C$)

- Fracturation des feldspaths
- Systèmes de glissement prismatique $< a >$ et systèmes de glissement rhomboédrique et basal $< a >$ du quartz

V. La Gravimétrie

La gravimétrie est l'étude des variations spatiales et temporelles du champ de pesanteur terrestre. Les variations spatiales du champ sont liées aux variations de densité des roches sous-jacentes. Elles sont caractérisées à la fois par leur intensité, leur forme et leur longueur d'onde et reflètent la géométrie et la densité des sources qui les génèrent.

Le champ de pesanteur varie avec la latitude, l'altitude, la forme du relief (masse entre un niveau de référence et la surface du sol) et les anomalies de densité sous le niveau de référence. Le but de notre travail est de connaître ces anomalies de densité en dessous du niveau de référence.

V-1. Rappels

La pesanteur à la surface de la Terre dépend de l'attraction newtonienne des masses de la Terre induisant l'accélération gravitationnelle et de l'accélération centrifuge due à la rotation de la Terre.

L'accélération gravitationnelle est calculée à partir de la loi de gravitation universelle de Newton :

$F = G.m.m'/d^2$ F = Force gravitationnelle attractive s'exerçant entre deux corps ponctuels

m et m' = masses respectives des deux corps ponctuels

d = distance séparant m et m'

G = constante de gravitation universelle = $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$

$F = G.m.M/r^2$ correspond à la force gravitationnelle qui s'exerce sur une masse ponctuelle située à la surface de la Terre avec :

M = masse de la Terre

m = masse ponctuelle située à la surface de la Terre

r = rayon terrestre

Or $F = m.g$ donc l'accélération gravitationnelle de la Terre s'écrit $g_a = G.M/r^2$

g_a s'exprime en m.s^{-2} or en gravimétrie on utilise généralement le Gal ($1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$). Cette valeur de l'attraction gravitationnelle n'est utilisable que pour une Terre théorique sphérique, immobile et homogène.

V-2. Définition de l'ellipsoïde comme système de référence (Fig. II-6)

La Terre n'est pas sphérique, elle est bombée à l'équateur et aplatie aux pôles. Cette déformation est liée à la rotation de la terre sur elle-même sous l'effet d'une accélération centrifuge opposée à l'accélération gravitationnelle. Pour modéliser la Terre, on la compare à un corps sphéroïdal de révolution symétrique par rapport au plan de l'équateur.

Ce sphéroïde de référence correspond à un ellipsoïde de révolution (appelé ellipsoïde de référence). L'ellipsoïde de référence est une surface mathématique qui s'approche au mieux de la forme de la Terre. Le potentiel du champ de pesanteur est par définition constant mais l'accélération de la pesanteur varie sur cette surface. Cette variation ne dépend que de la latitude selon la formule établie par Clairault.

La formule de g dans le système IGSN71, en tout point du sphéroïde s'écrit :

$$g = g_0 (1 + \alpha \sin^2 \phi - \beta \sin^2 2\phi)$$

g_0 : valeur de la pesanteur à l'équateur = 978,031 gals

ϕ : latitude

α et β : constantes dépendant de la forme et de la vitesse de rotation de la Terre

$\alpha = 0,005302357$ et $\beta = -0,0000058655$

Cette valeur théorique de l'accélération de la pesanteur n'est qu'approximative car elle fait abstraction de la topographie et de la géologie. Ces variations influencent le niveau réel de la mer, l'observateur doit donc en tenir compte lorsqu'il mesure des altitudes.

Pour cela on définit un niveau moyen expérimental des mers (équipotentiel) appelé Géoïde. Le Géoïde est une surface physique qui sert de référence pour les investigations gravimétriques et géodésiques. C'est la forme d'équilibre de notre planète qui serait obtenue si la surface des océans au repos se prolongeait sous les continents. L'ellipsoïde de référence et le Géoïde ne coïncident pas. Le Géoïde est déformé vers le haut sous les continents par l'attraction des masses situées au-dessus et vers le bas sur les bassins océaniques. La différence entre les deux ne dépassant toutefois pas 50 m (Telford et al., 1990), elle n'a aucune influence sur notre interprétation géologique.

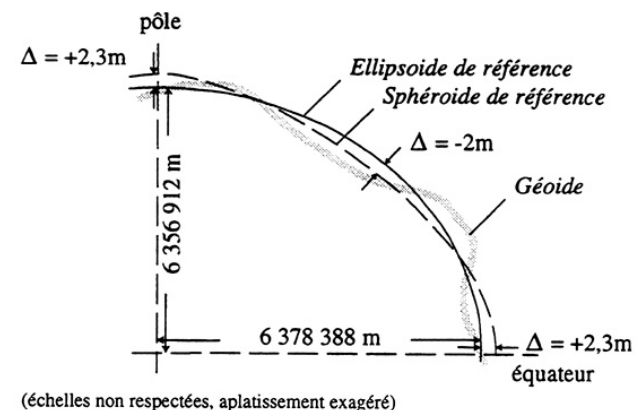


FIG. II-6 – Représentation schématique du système de référence de la Terre : Sphéroïde, Ellipsoïde et Géoïde d'après VAN DEN BOSCH (1981).

V-3. Définition de l'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer correspond à l'anomalie mesurée sur le secteur d'étude, à laquelle on retranche l'anomalie théorique corrigée de l'altitude et du relief. Cette anomalie de Bouguer est complète, c'est à dire qu'elle prend en compte la répartition de l'ensemble des masses. Pour obtenir une image de la profondeur des premiers kilomètres du globe, nous devons retirer au signal de l'anomalie de Bouguer complète, l'anomalie régionale qui reflète les hétérogénéités de densité profonde.

L'anomalie de Bouguer s'exprime sous la forme :

$$\begin{aligned} A_B &= g_{\text{mes}} - (g_{\text{th}} - 0,3086 \cdot h + 2\pi G \rho_B h - \rho_B T), \\ &= g_{\text{mes}} - [(g_{\text{th}} + \rho_B T) - h (0,3086 - 2\pi G \rho_B)], \\ &= g_{\text{mes}} - [(g_{\text{th}} + \rho_B T) + K \cdot h], \end{aligned}$$

g_{mes} et g_{th} sont respectivement le champ gravimétrique mesuré et sur le géoïde

$0,3086$ = valeur du gradient de pesanteur dans l'air (en mGal/m)

h = altitude au point de mesure

ρ_B = densité de Bouguer

G = constante de gravitation

$\rho_B T$ = correction de terrain

L'anomalie de Bouguer est nulle dans le cas idéal où le terme correctif ($K.h$) correspond parfaitement à l'effet des masses situées entre la topographie et le géoïde.

En réalité, l'anomalie de Bouguer n'est pas nulle. Son amplitude est proportionnelle à l'altitude h du point considéré et dépend de la densité ρ_B utilisée pour la calculer. Si la densité ρ_B est sur ou sous-estimée, il subsistera dans l'anomalie de Bouguer une composante corrélée ou non avec la topographie.

V-4. La gravimétrie appliquée aux granites

La gravimétrie est une méthode couramment utilisée pour l'imagerie des granites en profondeur (Vigneresses and Brun, 1983 ; Améglio, 1998 ; Martelet *et al.*, 1999). Cet outil géophysique est la méthode la plus adaptée pour modéliser la forme en 3D d'un pluton dans son ensemble. Lorsqu'un contraste de densité par rapport aux roches encaissantes existe ($2,62 \text{ g/cm}^3$ pour les granites contre $2,75 \text{ g/cm}^3$ pour les micaschistes), l'emprise des granites est très vite décelable sur les cartes d'anomalies gravimétriques, souvent marquée par une forte anomalie

négative. L'observation de la carte d'anomalie de Bouguer à l'échelle de la France (Fig. II-7) permet de mettre en évidence par un simple regard la localisation des massifs granitiques. Les Pyrénées, les Alpes et le Massif Central se distinguent immédiatement par la présence de granites, de même que le cisaillement Sud Armoricaïn jalonné de leucogranites.

De par la détermination de l'épaisseur granitique, de l'interface granite / encaissant et des zones possibles d'enracinement, les modélisations gravimétriques effectuées sur les granites permettent de mieux comprendre leurs structures en profondeur et leur contexte de mise en place. On peut essayer de mettre en évidence les relations entre les zones possibles d'enracinement (anomalie fortement négative) et les grands accidents ductiles qui sont souvent associés aux granites et par conséquent mieux appréhender les mécanismes de mise en place des magmas et de construction des chambres magmatiques. L'imagerie de l'interface granite / encaissant associée à la localisation des failles qui bordent les granites permettent de mieux comprendre le rôle de celles-ci dans les mécanismes d'exhumation des granites. L'étude gravimétrique détaillée que nous avons appliquée sur le massif granitique de Millevaches sera développée dans le Chapitre IV.

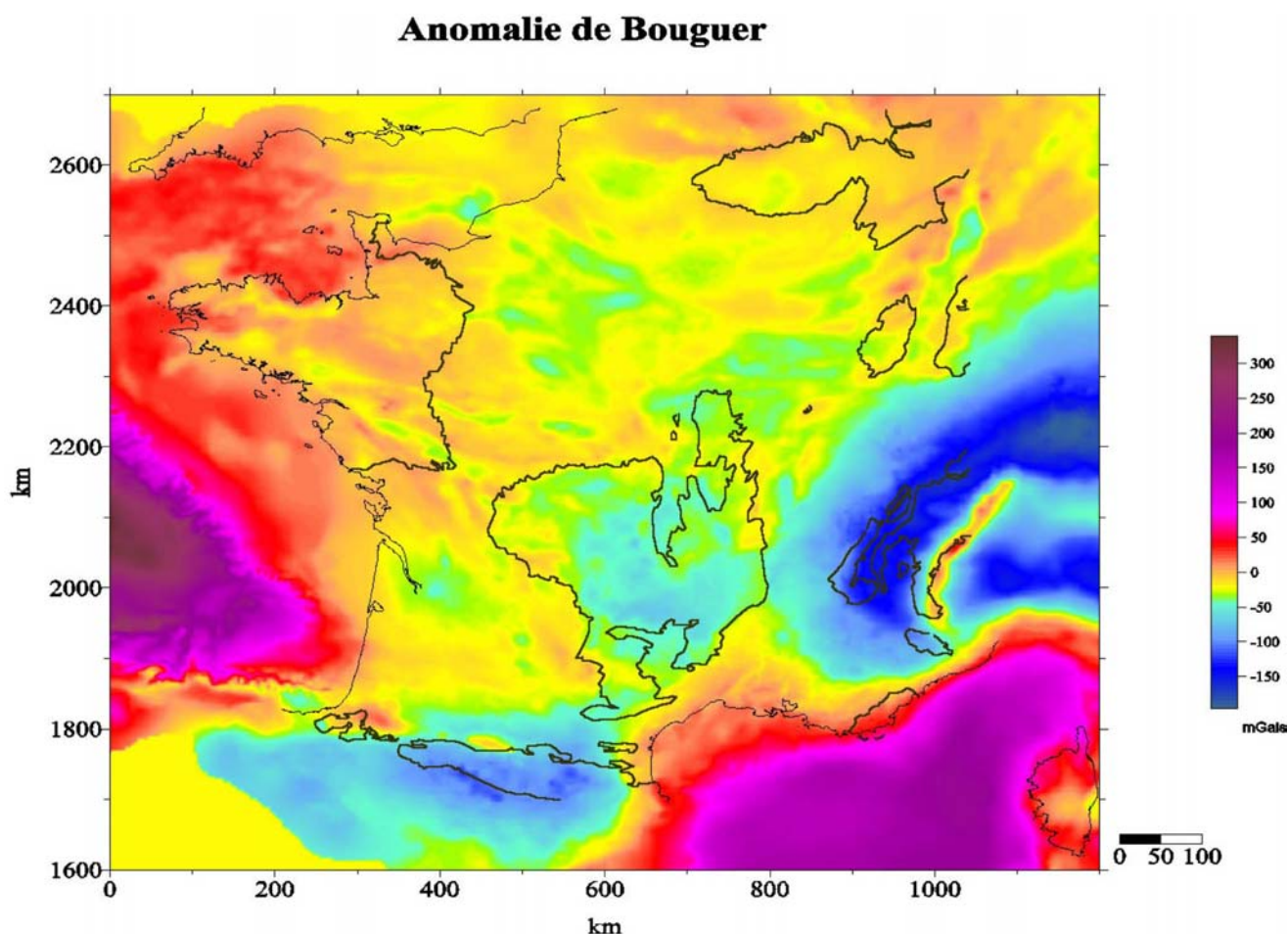


FIG. II-7 – Carte d'anomalie de Bouguer à l'échelle de la France d'après GRANJEAN *et al.*, 1998.

VI. Géochronologie

VI-1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées lors de ce travail ont été réalisées au laboratoire Dynamique de la Lithosphère de l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc à Montpellier (France). La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ offre plusieurs techniques susceptibles de mettre en évidence les hétérogénéités isotopiques. En effet, le couplage des techniques de chauffage par paliers de température sur des populations minérales (four) ou sur monograin (laser continu) ainsi que celles par fusion ponctuelle sur monograin par laser pulsé ou sur section polie peuvent aider à mieux cerner les variations de composition isotopique dont l'origine peut être diverse (excès ou perte d'argon, intercalation de chlorite primaire dans les feuillets de biotite, altération, déformation et recristallisation de minéraux...).

VI-1-a. Principes et caractéristiques : (Maluski, 1985 ; Mc Dougall et Harrison, 1999)

La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dérive de la méthode K-Ar. Le K possède trois isotopes ^{41}K , ^{40}K et ^{39}K dont seul le ^{40}K est radioactif. Il se désintègre en ^{40}Ca (89,5%) et ^{40}Ar (10,5%) respectivement par radioactivité β^- ($\lambda_\beta = 4,961 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$) et par capture électronique ($\lambda_e = 0,582 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$). La technique K-Ar est basée uniquement sur la production d' ^{40}Ca par désintégration naturelle du ^{40}K . Dès lors, l'âge K-Ar apparent, basé sur le rapport du nombre d'atomes radiogéniques accumulés au cours du temps et du nombre d'atomes radioactifs actuellement présent, est donné par l'équation suivante :

$$t = 1/\lambda \ln (1 + \lambda/\lambda_e \cdot {}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K})$$

avec $\lambda = \lambda_\beta + \lambda_e = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$

Dans l'atmosphère, l'argon possède trois isotopes naturels ^{40}Ar , ^{38}Ar et ^{36}Ar dont les proportions sont constantes. Le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est de 295,5 et permet de soustraire à l' ^{40}Ar mesuré lors d'une analyse, la part d'argon non radiogénique. C'est ainsi qu'au cours des analyses, on effectue des prises d'air permettant une évaluation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique dans les conditions de l'analyse.

La méthode K-Ar est limitée car elle ne permet pas d'évaluer les pertes ou les gains d'argon radiogénique au cours de l'histoire géologique du minéral. Afin de lever ces incertitudes, on irradie dans un premier temps l'échantillon dont on veut déterminer l'âge sous un flux de neutrons rapides afin d'obtenir de l' ^{39}Ar à partir du ^{39}K . Le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans la nature et la mesure de ${}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ revient à déterminer par conséquent le rapport ${}^{40}\text{Ar}/{}^{40}\text{K}$ qui correspond à un âge apparent. Ceci ne peut être vrai que si l'on connaît le rendement de la réaction $^{39}\text{K} (n,p) ^{39}\text{Ar}$. C'est ainsi qu'on irradie en même temps que les échantillons, un échantillon standard d'âge connu, par exemple la hornblende MMHb dont l'âge est contraint à $520,4 \pm 1,7 \text{ Ma}$ (Sanson et Alexander, 1987) ou la biotite de Bergell daté à $24,2 \pm 0,3 \text{ Ma}$ (Hess et Lippolt, 1994) qui permet

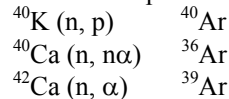
de déterminer le paramètre J constant pour chaque irradiation :

$$J = (e^{\lambda t \text{ std}} - 1) / ({}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{std}}$$

L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sera obtenu par l'équation :

$$t = 1/\lambda \ln (1 + J \cdot {}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})$$

En plus des corrections d'argon atmosphérique évoquées précédemment, il est nécessaire d'effectuer les corrections d'interférences isotopiques d'origine nucléaire. En effet, au cours de l'irradiation les isotopes de l'argon sont créés par interaction du flux de neutrons avec les isotopes du K, du Ca, de l'Ar et du Cl. Les interférences les plus importantes sont liées aux réactions nucléaires à partir du K et du Ca.



Afin d'obtenir une mesure précise du rapport ${}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les facteurs de correction sont effectués en irradiant des sels ultra-purs de KF et de Ca F_2 en même temps que les échantillons et le standard.

La correction des isotopes ^{40}Ar , ^{36}Ar et ^{39}Ar est rendue possible par la désintégration du ^{40}Ca en ^{37}Ar dont la période de vie est courte (35,1 jours). Il faut donc ramener la valeur mesurée d' ^{37}Ar ($^{37}\text{Ar}_m$) à la valeur réelle ($^{37}\text{Ar}_0$) que l'on obtiendrait à la sortie du réacteur nucléaire.

Ce calcul est donné par l'équation suivante :

$${}^{37}\text{Ar}_0 = ({}^{37}\text{Ar}_m \cdot \exp(\lambda_{37} \cdot t) \cdot \lambda_{37} \cdot t_i) / (1 - \exp(-\lambda_{37} \cdot t_i))$$

t = durée d'irradiation, t_i = intervalle de temps entre l'irradiation et l'analyse, λ_{37} = constante de désintégration de $^{37}\text{Ar} = 0,01974 \text{ j}^{-1}$

L'analyse des sels permet de définir trois coefficients de correction :

$$({}^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}) \text{ K}, ({}^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) \text{ Ca et } ({}^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})$$

VI-1-b. Méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur populations minérales appliquée pour notre étude

Des populations de grains de biotite et de muscovite ont été sélectionnées pour être analysées par la méthode classique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ selon le protocole décrit par Arnaud et al. (1993) et Arnaud et al. (2003). Le chauffage se fait dans un four à induction permettant une bonne résolution thermique lors du processus de dégazage fractionné. Après purification sur des getters, le gaz est introduit dans un spectromètre de masse VG 3600. L'irradiation des échantillons a été réalisée au Canada. Le standard utilisé est une sanidine du Fish Canyon Tuff dont l'âge est de 28,48 Ma. Les blancs effectués au cours des analyses varient entre $2,240 \cdot 10^{-14} \text{ cm}^3$ et $3,36 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^3$ pour l' ^{40}Ar et entre $1,344 \cdot 10^{-14} \text{ cm}^3$ et $4,48 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^3$ pour l' ^{36}Ar . Les marges d'erreur sont données à 1σ . Les calculs de régression sont déterminés à partir des programmes décrits dans Arnaud et al. (2003).

Des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont également été obtenus en utilisant la méthode laser sur monograin de biotite et muscovite selon le protocole de Mc Dougall et Harrison (1999) et Monié et al. (1994). Un laser continu à argon ionisé de type Lexel 3500 d'une puissance de 6W est utilisé pour l'extraction du gaz de minéraux isolés ou de sections polies déposés sur un support en CuOFHC qui est placé dans une chambre maintenue sous vide. Un obturateur placé sur le trajet du rayon laser permet d'obtenir des temps d'exposition de l'ordre de la milliseconde nécessaires pour les expériences de dégazage ponctuel. Le gaz est ensuite purifié dans une ligne de verre à l'aide de getters, piège à froid et charbon actif avant d'être introduit dans le spectromètre de masse MAP 215-50 équipé d'une source de type Nier. Lors des analyses au laser, la tension du multiplicateur d'électrons a varié entre 2,05 et 2,25 kV. Le standard utilisé est une hornblende (MMHB4) datée à $520,4 \pm 1,7$ Ma. Les blancs de ligne, mesurés toutes les trois analyses ont été évalués autour de 3.10^{-12} cm^3 pour l' ^{40}Ar et autour de 4.10^{-14} cm^3 pour l' ^{36}Ar . Les marges d'erreur sont données à 1σ . Les calculs de régression sont déterminés selon le modèle de York modifié.

La focalisation extrême du faisceau laser effectuée sur un monograin de biotite ou de muscovite par fusion totale d'un volume réduit de matière de $50\mu\text{m}$ à $80\mu\text{m}$ de diamètre sur 20 à $40\mu\text{m}$ de profondeur, nous a permis d'obtenir des cartes de répartition d'âges apparents.

On peut ainsi observer d'éventuelles zonations d'âges du cœur par rapport à la périphérie du minéral et par là mettre en évidence des événements perturbateurs (Monié et al., 1994 ; Hames et Cheney, 1997) ou appréhender le temps de refroidissement d'un granite qui, lorsqu'il est très lent, produit des pertes d' ^{40}Ar par diffusion volumique continue (Hodges et Bowring, 1995).

Cette technique par focalisation du laser peut être employée sur des sections de roches polies et permet ainsi de mettre en relation directe un âge avec la zone abrasée (clastes, zone de cisaillement, queue de cristallisation). L'avantage de cette technique est de pouvoir dater des zones dans la roche dont la taille trop petite aurait empêché une séparation. En revanche, l'inconvénient de cette technique réside dans le fait que pour obtenir un signal conséquent (et donc un âge précis), un volume relativement important doit être fondu. Les risques de pollution par la présence de minéraux adjacents à la zone à analyser sont d'autant plus nombreux que le volume fondu est important. Cependant, les textures des mylonites des zones de cisaillement ductile qui nous intéressent représentent une telle complexité, notamment due à la coexistence des diverses générations de micas anté- et syn-cinématiques, qu'une analyse in situ de ces minéraux par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde laser est capitale pour essayer d'affiner les résultats obtenus sur population et monograin. Nous essaierons de déterminer la nature polyphasée des sites de rétention de l'argon en caractérisant les différents phénomènes de recristallisation mylonitique qui se développent au cours du refroidissement du granite.

Grâce à l'ensemble de ces techniques, nous distinguerons :

- l'âge de refroidissement du granite
- l'âge de cristallisation syntectonique
- l'âge des micas primaires ou des micas secondaires

VI-2. Uranium-Plomb sur zircon et monazite : technique analytique

Les analyses U/Pb sur zircons et monazites ont été effectuées dans le laboratoire "Magmas et Volcans" (UMR 6524, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) par la méthode conventionnelle (ID-TIMS) par Françoise Roger (UMR 5573, Université Montpellier 2) selon le protocole décrit dans J.L. Paquette et C. Pin (2001). Durant la période d'analyse, le blanc total en Pb a été compris entre 2 et 5 pg, le blanc d'U étant négligeable. Les ellipses d'erreur (2σ) et les calculs de régression sont déterminés à partir des programmes PbDat 1.24 et Isoplot/Ex 2.49 (Ludwig, 1993, 2001). Tous les résultats sont donnés à 95 % de niveau de confiance. Les constantes de désintégration utilisées pour le système U/Pb sont celles déterminées par Jaffey et al. (1971) et recommandées par l'IUGS (Steiger et Jäger, 1977).

VI-3. Datation chimique Th-U-Pb sur monazite

VI-3-a. Introduction

La monazite est un phosphate de Terres Rares (Ce, La, Nd, Th, Y) PO_4 présent comme phase accessoire dans les roches granitiques et métamorphiques. Du fait de la présence en quantité non négligeable de Thorium, d'Uranium et d'un peu de Pb, la monazite a été utilisée pour la datation U-Pb (Parrish, 1990). Les processus de diffusion de la monazite étant très lents (Parrish, 1990 et Cherniak et al., 2000), elle conserve la trace des informations chimiques et géochronologiques des événements métamorphiques précoces. Des travaux récents (Montel et al., 1996, 2000 ; Cocherie et al., 1998 ; Williams et al., 1999a) ont montré que l'analyse des monazites à la microsonde électronique pouvait être une méthode efficace pour déterminer leur âge de cristallisation. L'âge est déterminé en mesurant les concentrations d'Uranium, de Thorium et de Plomb avec comme hypothèse que la quantité de plomb commun est négligeable (tout le plomb contenu dans le minéral est issu de la désintégration du Thorium et de l'Uranium) et que les concentrations élémentaires n'ont pas été modifiées de façon significative par les transferts de masse ultérieurs (Montel et al., 1996 ; Cocherie et al., 1998). On suppose donc que la monazite a évolué en système clos depuis sa cristallisation ou qu'elle a connu une perte en plomb totale au cours d'un événement postérieur. Dans ce cas, le chronomètre a été remis à zéro et l'âge obtenu correspond à celui de l'événement perturbateur.

Cette méthode chimique à la microsonde électronique offre la possibilité d'effectuer des datations ponctuelles sur monograin en utilisant un faisceau électronique de 1 à $2\mu\text{m}$ de diamètre contre 20 à $30\mu\text{m}$ pour la sonde ionique. L'aptitude de cette méthode à effectuer des

Chapitre II - Méthodologie

traversées du grain avec un pas de 2 à 3 μm a permis de démontrer l'absence de processus de diffusion dans la monazite à 700°C (Cocherie et al., 1998) voire même au-delà, à 900°C selon Braun et al. (1998). Ces auteurs ont montré que, l'interaction des fluides sur une monazite est limitée et se concentre uniquement dans les zones de défauts cristallins (fractures). Par conséquent, la cristallisation de la monazite magmatique primaire peut être datée séparément des événements métamorphiques qu'elle peut subir après sa cristallisation. Un des avantages supplémentaires de la datation à la microsonde électronique est la possibilité de mesure in situ directement sur lame polie. Cela permet de mettre en évidence les relations texturales de la monazite à dater avec les autres phases minérales.

Cette méthode attrayante présente néanmoins de gros inconvénients relatifs à la faible précision des mesures de concentrations en U, Th et Pb. Le calcul d'erreur sur l'âge pour chaque point d'analyse dépend de la quantité d'U et de Th dans la monazite qui a une influence directe sur la quantité de Pb. Pour Cocherie et al., (1998), l'erreur absolue sur les quantités d'U, de Th et de Pb est constante, de l'ordre de 150 ppm, mais compte tenu de la normalisation, il est difficile de diminuer la marge d'erreur en dessous de 2%.

Ceci engendre des barres d'erreur importantes, de l'ordre de ± 30 Ma et de ± 120 Ma (Cocherie et al., 1998)

respectivement pour des roches d'environ 300 Ma et 3000 Ma. Ces barres d'erreur d'autant plus grandes que les âges sont jeunes ont été diminuées de façon considérable par une méthode statistique développée par Cocherie et al. (2001).

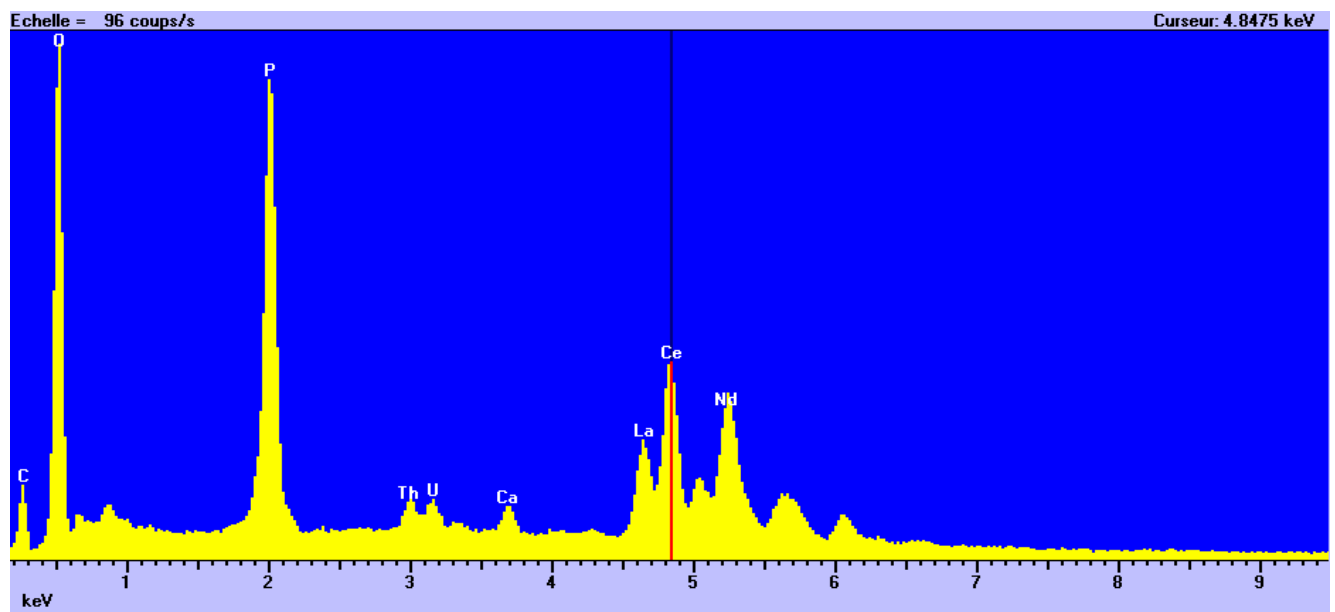


FIG. II-8 – Spectre EDS (Système à dispersion d'énergie) caractéristique de la monazite.

VI-3-b. Description de la méthode utilisée (Cocherie et al., 2001)

VI-3-b-i. Procédure analytique

Préalablement repérées en lame mince et au microscope électronique à balayage puis étudiées en détail de façon à repérer d'éventuelles zonations, les monazites sont analysées à la microsonde électronique. Nos mesures ont été effectuées à la microsonde électronique CAMECA SX 50 du B.R.G.M. équipée de

cinq spectromètres utilisant une tension accélératrice de 20 kV pour un courant de 110 nA. Les temps de comptage (pic + bruit de fond) sont de 240s pour le Pb, 200s pour l'U, 40s pour les autres éléments (soit 4 mn pour une analyse complète). Les raies analysées sont $\text{Th}\alpha$, $\text{Pb}\alpha$, $\text{U}\alpha$, $\text{Nd}\beta$, $\text{Sm}\alpha$, $\text{Ce}\alpha$, $\text{La}\alpha$, $\text{Pr}\beta$, $\text{Gd}\beta$, $\text{Y}\alpha$, $\text{Ca}\alpha$ et $\text{Si}\alpha$ (Fig. II-8).

Un programme de correction PaP est utilisé pour corriger les interférences entre les raies. Les interférences spectrales de Y sur $\text{Pb}\alpha$ et $\delta\epsilon$ sont également corrigées.

Chapitre II - Méthodologie

Les standards utilisés sont PbS pour le Pb, UO₂ pour l'U, ThO₂ pour Th. Pour les autres éléments nous avons utilisés des phosphates synthétiques (XPO₄) pour REE et Y, l'apatite pour le Ca et l'andradite pour le Si.

VI-3-b-ii. Méthode de calcul

La méthode de calcul est basée sur le diagramme Th/Pb = f (U/Pb) (Cocherie et al., 2001). L'équation de désintégration divisée par Pb donne :

$$I = \text{Th/Pb} * M_{208} / M_{232} (e^{\lambda_{232t}} - 1) + \text{U/Pb} * \{ [M_{206} / M_{238} * 0.9928 (e^{\lambda_{238t}} - 1)] + [M_{207} / M_{235} * 0.007200 (e^{\lambda_{235t}} - 1)] \}$$

M208, M232, M206, M238, M207, et M235 sont les masses atomiques du ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²⁰⁶Pb, ²³⁸U, ²⁰⁷Pb, et ²³⁵U; λ₂₃₂, λ₂₃₈, et λ₂₃₅ sont les constantes de désintégration 4.9475.10⁻¹¹an⁻¹, 1.55125.10⁻¹⁰an⁻¹, et 9.8485.10⁻¹⁰an⁻¹; ²³⁸U/(²³⁵U + ²³⁸U) = 0.9928 et ²³⁵U/(²³⁵U + ²³⁸U) = 0.007200.

Dans ce diagramme les isochrones sont des droites dont la pente est:

$$S = -\{ [M_{206} / M_{238} * 0.9928 (e^{\lambda_{238t}} - 1)] + [M_{207} / M_{235} * 0.007200 (e^{\lambda_{235t}} - 1)] \} / [M_{208} / M_{232} * (e^{\lambda_{232t}} - 1)]$$

Dans le cas d'une isochrone théorique, tous les points doivent fournir un même âge avec des teneurs en U et Th variables. L'intercept de cette isochrone avec l'axe Th/Pb est uniquement fonction de l'âge Th-Pb. Il en va de même pour l'intersection de l'isochrone avec l'axe U/Pb. Dans le cas idéal, les âges Th-Pb et U-Pb qui sont donc indépendants sont identiques. Les intercepts sont donnés par :

$$(\text{Th/Pb})_0 = 1/[e^{\lambda_{232t}(\text{Th-Pb})} - 1] M_{208} / M_{232}$$

$$(\text{U/Pb})_0 = 1/ \{ [M_{206} / M_{238} * 0.9928 (e^{\lambda_{238t}(\text{U-Pb})} - 1)] + [M_{207} / M_{235} * 0.007200 (e^{\lambda_{235t}(\text{U-Pb})} - 1)] \}$$

Les erreurs sur les rapports U/Pb et Th/Pb sont corrélées. Pour chaque point, les enveloppes d'erreurs sont donc représentées par des ellipses. Les erreurs absolues concernant U, Th, Pb ne sont pas corrélées. Ainsi, Cov(U, Th), Cov(U, Pb), et Cov(Th, Pb) sont égales à zéro et le coefficient de corrélation est donné par :

$$\rho_{\text{U/Pb, Th/Pb}} = E_{\text{Pb}}^2 / [(E_{\text{U}}^2 + E_{\text{Pb}}^2) * (E_{\text{Th}}^2 + E_{\text{Pb}}^2)]^{0.5}$$

E_{Pb}, E_U, et E_{Th} sont les erreurs en pourcentage pour Pb, U, et Th.

Pour déterminer si la régression calculée à partir des points expérimentaux correspond à une isochrone vraie, on trace les isochrones théoriques. Si la droite calculée est parallèle aux isochrones théoriques alors on peut considérer cette droite comme une isochrone vraie et l'âge calculé qui en découle comme géologiquement significatif. Dans ce cas, les âges Th-Pb et U-Pb sont indistinguables à l'intérieur de la barre d'erreur.

Si la droite de régression est une isochrone vraie, on peut théoriquement calculer un âge en tout point de cette droite. La prochaine étape consiste à trouver le point de la droite le plus approprié pour calculer un âge (c'est-à-

dire pour lequel l'erreur est la plus faible). L'équation suivante donne le calcul d'erreur en tout point de la droite (Ludwig, 1980).

$$\text{Th/Pb} = I + S \cdot \text{U/Pb} + \text{ou} - [\Delta I^2 + \Delta S^2 * \text{U/Pb} * (\text{U/Pb} - 2\text{U/Pb}_{\text{bar}})]^{0.5}$$

où S est la pente de la droite et I l'intercept (Th/Pb)₀. Cette équation va déterminer les hyperboles de confiance de chaque côté de la droite de régression. L'intervalle le plus étroit entre les hyperboles est localisé au point moyen pondéré de la droite de régression. La définition de ce point est donnée ci-dessous.

Pour un groupe de N X-Y points déterminé par leurs coordonnées X et Y (ici U/Pb et Th/Pb), Ludwig (1998) utilisant la notation de Tittenrington et Halliday (1979), a développé un algorithme qui calcule une moyenne pondérée tout en minimisant les sommes (S) des carrés des N résiduelles des erreurs pondérées.

$$S = \sum (A_i^2 + B_i^2 - 2A_i B_i \rho_{X_i, Y_i}) / (1 - \rho_{X_i, Y_i}^2)$$

A_i et B_i sont les résiduelles des erreurs pondérées. A_i = (X_i - X_{bar}) / σ_{X_i} et B_i = (Y_i - Y_{bar}) / σ_{Y_i}; et ρ_{X_i, Y_i} sont les corrélations d'erreurs entre X et Y, avec ρ_{X_i, Y_i} = cov(X_i, Y_i) / (σ_{X_i} σ_{Y_i}).

Le point recherché (U/Pb_{bar}; Th/Pb_{bar}) est obtenu par la résolution simultanée des équations résultant de la dérivation de l'équation ci-dessus minimisant S. En d'autres termes on recherche le barycentre de tous les points.

VII. Conclusion

L'approche pluridisciplinaire ainsi développée nous a permis de mieux cerner dans l'espace et dans le temps les relations entre la déformation et la mise en place des granites et le fonctionnement des zones de cisaillement ductiles dans le Limousin.

La cartographie, base de toute étude géologique détermine les relations structurales des différentes unités géologiques impliquées dans les zones de cisaillement et permet l'établissement d'une chronologie relative.

L'analyse tectonique et microtectonique précise la cinématique des grands accidents du Limousin (failles normales et décrochements) qui jalonnent les massifs granitiques. L'observation texturale et l'analyse des « OPR » des différents types de mylonites permet d'apprécier les conditions de température à laquelle s'est développée la déformation. Les différentes étapes de refroidissement des granites sont suivies grâce aux transformations que subissent les différentes phases minérales durant le fonctionnement de la zone de cisaillement.

Les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar associées à l'analyse pétrostructurale et à la cinématique des mylonites permettent de fixer l'âge des déplacements sur les grands accidents de différents types et de déterminer le passage d'un isotherme donné.

D'autre part, la compréhension du mode de mise en place des magmas implique de connaître la forme tri-dimensionnelle des massifs granitiques ainsi que le contexte tectonique dans lequel ils ont évolué. La géométrie 3D des plutons est déterminée à partir des

modélisations gravimétriques. L'interprétation de la forme est cependant facilitée par la connaissance de la structure interne du pluton. L'anisotropie de susceptibilité magnétique est un outil précieux pour imager les trajectoires de linéations et foliations magmatiques quand celles-ci sont indécryptables à l'œil nu. Par exemple, l'interprétation en tant que conduit d'alimentation du magma de certaines zones caractérisées par une forte anomalie gravimétrique négative, peut être confirmée ou infirmée par la détermination des linéations magnétiques (respectivement plongeantes ou sub horizontales) au dessus de ce secteur.

Ajoutons que ce raisonnement ne peut être acceptable uniquement que si l'analyse des textures parallèlement à la linéation magnétique certifie le caractère magmatique ou « pre-full crystallization » de la déformation.

Les outils gravimétriques, A.S.M. et microstructuraux apportant chacun séparément des informations sur la formation et l'évolution des massifs granitiques, sont d'autant plus pertinents qu'ils sont couplés. Le massif de Millevaches est orienté N-S oblique à l'allure générale E-W à NW-SE de la chaîne Varisque, limité et affecté en son cœur par de grands accidents ductiles. Ces caractéristiques ont justifié une attention particulière sur ce massif où les outils gravimétriques et A.S.M. ont été appliqués.

Enfin, combinée à l'analyse des mylonites par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la datation U-Pb par la méthode conventionnelle des granites à deux micas du massif de Millevaches et des roches métamorphiques qu'il contient permet de mieux fixer la chronologie relative entre la mise en place des magmas, leur refroidissement et le développement des zones de cisaillement.

CHAPITRE III : STRUCTURE, TECTONIQUE ET MICROTTECTONIQUE DU LIMOUSIN GRANDES ZONES DE CISAILLEMENT / GRANITE / DATATIONS $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

I. Introduction

Situé à l'ouest de la faille du Sillon Houiller, le Limousin représente la partie occidentale du Massif Central Français (Fig. III-1). Cette région se distingue par ses massifs granitiques qui dissimulent les structures des phases de déformation précoces. Deux types de granites couvrent cette région : les granites de type péralumineux à biotite \pm cordiérite monzonitiques à granodioritiques (type Guéret) dont la mise en place est estimée au Tournaisien (360-350Ma) et les granites à deux micas (leucogranites) apparus plus tardivement au Namuro-Wesphalien (330-300Ma).

Pour Downes et al., (1997), les monzogranites-granodiorites proviendraient du mélange de magmas mantelliques et crustaux. Les granites à deux micas résulteraient essentiellement de la fusion crustale (Vidal et al., 1984 ; Bernard-Griffiths et al., 1985 ; Turpin et al., 1990a ; Cuney et al., 1990 ; Shaw, 1991).

Quelque soit leur type, ces granites présentent d'étroites relations spatiales avec de grandes zones de cisaillement ductiles d'importance régionale qui pourraient constituer la continuité du cisaillement Sud Armoricaire (Fig. III-1). Le Limousin est lacéré par un réseau d'accidents mylonitiques décrochants orientés E-W à NW-SE qui est recoupé à angle droit par des failles normales N-S (Fig. III-2). Pour exemple, le décrochement E-W sénestre de la Marche intimement lié à un certain nombre de massifs leucogranitiques, est recoupé par les failles normales de Nantiat et de Bussièrres-Madeleine (Fig. III-2) qui ont joué un rôle fondamental dans la structuration N-S du massif leucogranitique de la Brême (Mollier and Bouchez, 1982; Faure and Pons, 1991).

Les décrochements E-W à NW-SE d'Arrênes, de St Michel de Veisse - Felletin - La Courtine sont incisés par la faille normale d'Argentat de direction N-S (Fig. III-2). L'observation de la carte géologique montre que ces zones mylonitiques forment généralement les limites des massifs granitiques mais que cependant elles peuvent parfois les recouper. C'est le cas du décrochement dextre NNW-SSE des Pradines qui tranche le massif granitique de Millevaches sur toute sa longueur (Fig. III-2).

L'association granite / faille ductile est une observation fréquemment décrite dans d'autres secteurs du globe (Hutton and Reavy, 1992, Davidson, 1992, Tikoff and Teyssier 1992 et Tikoff and St Blanquat, 1997). Elle ouvre le débat sur le rôle joué par les grandes zones de cisaillement dans les mécanismes de déformation et de mise en place des granites. Les décrochements contrôlent-ils le transport et la mise en place des magmas ? Quelle est leur ampleur ? Sont-ils d'échelle crustale ou s'étendent-ils jusqu'au manteau

sous-continental ? Parallèlement, la découverte récente de croûte continentale partiellement fondue sous les chaînes de montagne actuelles (Nelson et al., 1996 ; Schmitz et al., 1999) conduit à s'interroger sur l'influence et les conséquences de ce « melt » sur la déformation et le comportement rhéologique de la croûte. Certains auteurs (St Blanquat, 2002), pensent qu'hormis les effets qu'il peut induire sur la déformabilité de la croûte continentale, il peut également jouer un rôle sur la vitesse des déformations et des soulèvements associés qui peuvent être très rapides et participer à la création de relief.

Dans le Limousin, les magmas ont pu représenter des sites préférentiels pour la localisation de la déformation crustale et favoriser le développement de failles normales ductiles.

La cinématique et la période de fonctionnement des accidents de cette région ne sont pas connues et font l'objet de discussion sur la structure et l'évolution de la croûte continentale dans le Massif Central. C'est ainsi, que parallèlement à l'étude cinématique et microtectonique des mylonites, nous déterminerons par la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la période de fonctionnement des grandes zones de cisaillements ductiles de façon à mieux comprendre les relations entre les décrochements et les failles normales, la connexion possible de ceux-ci avec la zone de cisaillement Sud-Armoricaire (Fig. III-1) et le contexte géodynamique dans lequel ce réseau de failles s'est développé.

Pour cela, nous avons échantillonné les granites au cœur des massifs et sur leur bordure de façon à mettre en évidence un caractère syntectonique possible déjà suggéré par Mollier and Bouchez (1982), Faure and Pons (1991), Faure et al., (1990) pour le massif de la Brême. Nous avons également effectué des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les gneiss à biotite-sillimanite-cordiérite, qui représentent leur encaissant, à l'intérieur et loin des zones de failles pour éviter une quelconque influence des granites qui leur sont systématiquement associés.

Les granulites apparaissant sous forme d'enclaves dans les granites ont aussi été analysées. Certaines des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été couplées par la méthode U/Pb (voir chapitre IV).

L'ensemble des données géochronologiques et microtectoniques associées est analysé à l'échelle régionale du Limousin et replacé dans un schéma géodynamique général. Un modèle d'évolution crustale des secteurs Limousin et Sud Armoricaire est proposé de manière à discuter des relations entre les événements magmatiques et tectoniques qui se sont déroulés dans l'orogène Varisque entre 360 et 300 Ma.

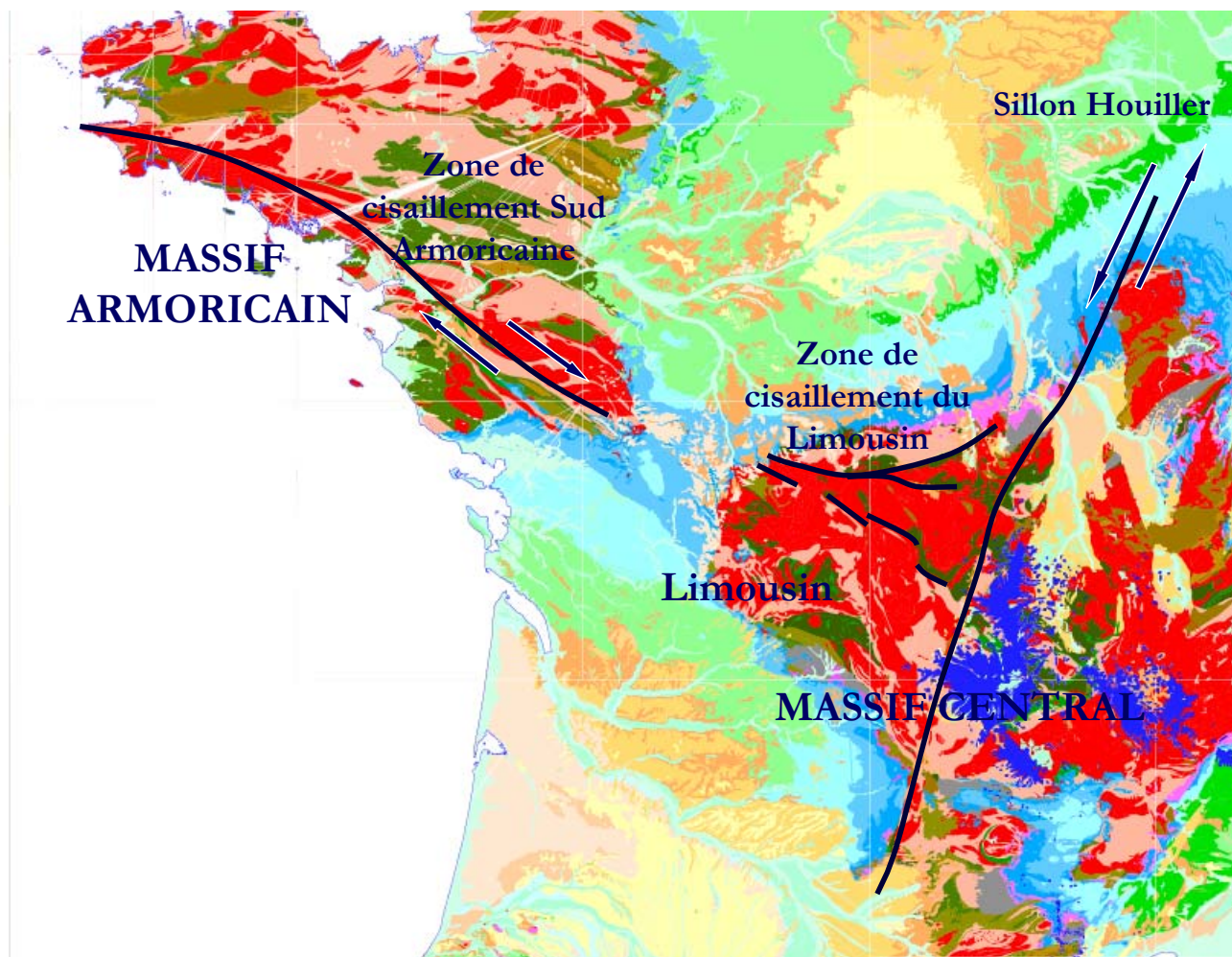


FIG. III-1 – Carte géologique de la France au 1 : 1 000 000 (BRGM) mettant en évidence les relations entre les zones de cisaillements du Limousin et la zone de cisaillement Sud Armoricaine.

II. Contexte géologique régional

II-1. Description générale du secteur étudié (Fig. III-2)

Structurée par un grand nombre de zones de cisaillement ductiles, la région nord Limousin est importante pour comprendre la structuration de la croûte continentale hercynienne.

Ce domaine est situé à l'Est de la grande faille subméridienne (N10E à N 20E) du Sillon Houiller qui correspond à un décrochement sénestre d'âge Carbonifère supérieur (Grolier et Letourneur, 1968 ; Grolier, 1971b). Il comprend le plateau de Millevaches, le massif de Guéret, et le plateau d'Aigurande. Cette région est caractérisée par un grand nombre de massifs granitiques représentés par les leucogranites de la Marche, le complexe leucogranitique de la Brême –St Sylvestre – St Goussaud, les granites de Guéret, les leucogranites et les granites porphyroïdes à biotite de Millevaches. Ces corps granitiques sont bordés de façon systématique par de grands accidents mylonitiques en décrochement et en faille normale dont la cinématique et la période de fonctionnement devront être précisées au cours de ce travail.

Deux types d'accidents sont mis en évidence :

- Des grands décrochements de direction E-W à NW-SE
- Des failles normales ductiles de direction N-S

Les failles normales limitent les deux plus vastes massifs leucogranitiques du nord Limousin qui sont représentés tout d'abord par le complexe leucogranitique de la Brême, Saint Sylvestre et Saint Goussaud au NW, puis par le massif granitique de Millevaches au centre. Présentant une forme allongée subméridienne, ces massifs se surimposent aux séries préexistantes et tranchent les grands accidents majeurs décrochants.

L'âge de mise en place du complexe leucogranitique de la Brême - St Sylvestre - St Goussaud est estimé à 324 ± 4 Ma (Holliger et al., 1986). Il est séparé à l'est du massif granitique de Guéret par la faille normale de Bussières – Madeleine (N20°E) et à l'ouest, des unités paléozoïques de Bellac par le prolongement NE de la faille de Nantiat (N50°E).

La faille de Bussière –Madeleine (B.-M.) affecte, le long de la RN20 et près de la Chapelle Templière, des granites porphyroïdes dont le plan de foliation NNE porte une linéation NW-SE (N120°E à N 130°E) marquée par la muscovite, les rubans de quartz et parfois de la sillimanite fibreuse. Les critères de cisaillement

parallèlement à la linéation indiquent un mouvement en faille normale vers l'est.

La faille de Nantiat est jalonnée par des mylonites de leucogranites dont la foliation et la linéation (orientée N110° à N140°) sont respectivement parallèles aux foliations et linéations magmatiques du granite de la Brême suggérant un jeu normal vers l'ouest synmagmatique de la faille (Mollier et Bouchez, 1982 ; Faure et Pons, 1991 ; Faure et al., 1990).

La partie nord du Limousin est occupée par le massif du Guéret qui est constitué par un ensemble de granitoïdes à cordièrite, de migmatites et de gneiss. L'âge de mise en place des granites de Guéret est estimé à 356 ± 10 Ma (Berthier, 1979). L'ensemble des formations du massif de Guéret est affecté par une

foliation sub-horizontale et chevauche au sud la série du Chavanon formée par les micaschistes et les gneiss à bt-sil (Faure, 1995).

Le massif de Guéret est interrompu à l'Est, par le décrochement sénestre du Sillon Houiller.

Suivant les auteurs, le rejet horizontal de cette faille est estimé autour de 60 Km (Grolier, 1971), et s'il en est ainsi on retrouve au sein des séries métamorphiques de la Sioule et dans le massif du Tréban, les séries du Chavanon et du Guéret (Grolier et Letourneur, 1968 ; Grolier, 1971b).

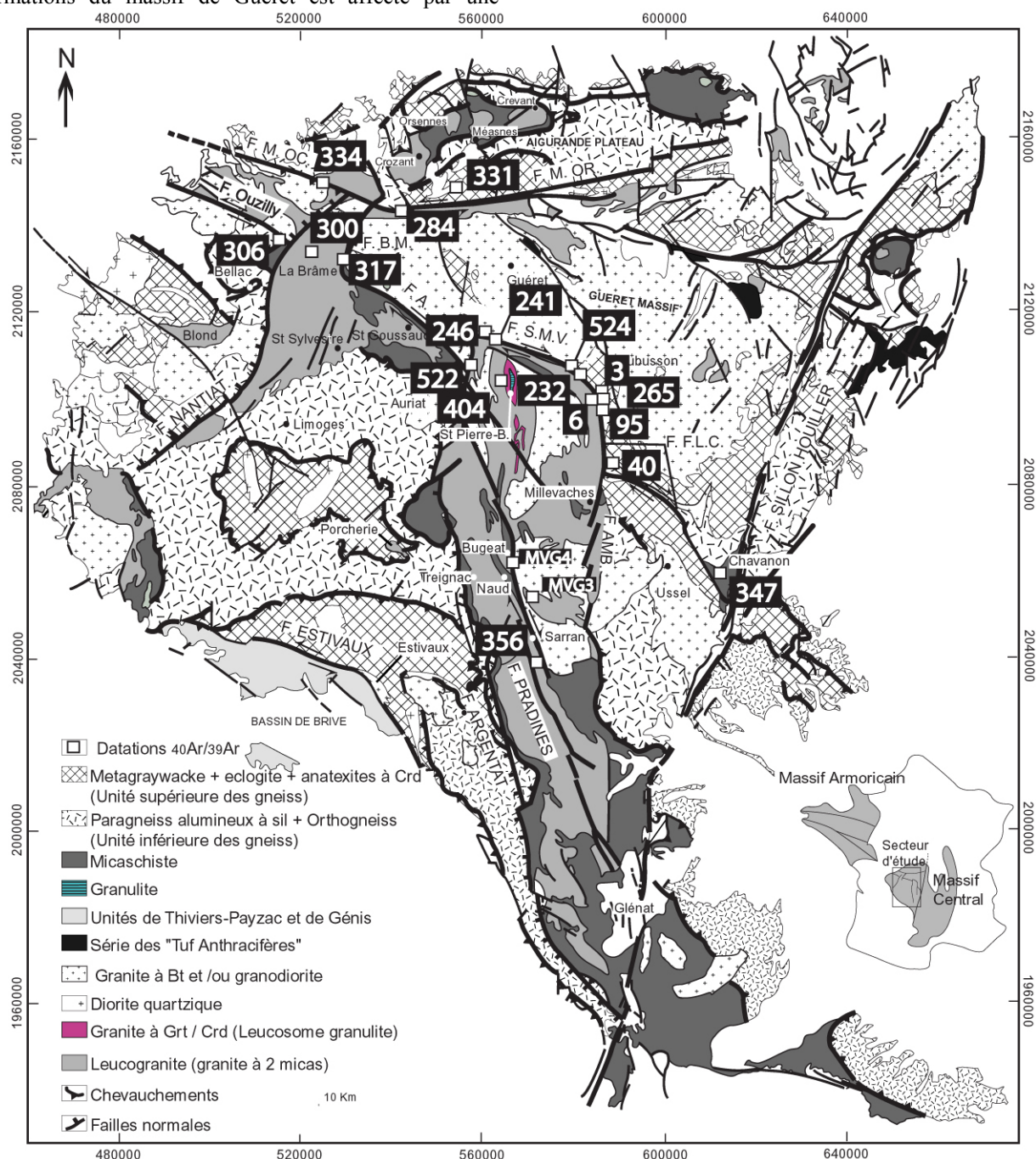


FIG. III-2 – Carte géologique simplifiée de la partie nord-ouest du Massif Central avec localisation des échantillons datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (N° blancs sur fond noir). F.M.OC. : Faille de la Marche Occidentale. F.M.OR. : Faille de la Marche Orientale. F.B.M. : Faille de Bussières-Madeleine. F.A. : Faille d'Arrènes. F.S.M.V. : Faille de Saint Michel de Veisse. F.F.L.C. : Faille de Felletin- La Courtine. F.AMB. : Faille d'Ambrugeat.

Le Guéret est limité au nord par la série métamorphique du plateau d'Aigurande, à l'ouest et au sud-ouest par les leucogranites de la Brême- Saint Sylvestre- Saint Goussaud et par les séries métamorphiques du Chavanon au sud.

La limite entre le Guéret et les unités environnantes est marquée par de grands accidents ductiles.

Il est bordé au nord par le décrochement sénestre de la Marche qui se connecte à l'ouest avec la faille de Bussières-Madeleine de direction N-S qui en tournant se relie à son tour au SE à la faille décrochante dextre d'Arrènes-La Courtine. La continuité Est de celle-ci correspond au décrochement dextre de St Michel de Veisse qui constitue la limite méridionale du massif de Guéret et joue le rôle de frontière avec le plateau de Millevaches plus au sud.

Le massif de Millevaches s'étend sur 160 km depuis la Creuse au nord jusqu'au sud de la Corrèze suivant un allongement N-S, transverse aux grands chevauchements de la chaîne hercynienne globalement orientés NW-SE à E-W. Il est séparé, à l'ouest, des séries métamorphiques du Limousin (Floch', 1983) par la faille normale, ductile et cassante d'Argentat ; au nord, du granite de Guéret par le décrochement dextre de St Michel de Veisse ; et à l'est, des anatexites à cordiérite et des paragneiss à biotite-sillimanite par la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine relayée plus au sud par la faille cassante d'Ambrugeat. L'orientation NS du Millevaches semble contrôlée en partie par l'accident interne décrochant dextre de Pradines d'épaisseur pluri kilométriques (4-5 km), parallèle à la faille d'Argentat.

Bien que masquées par le sédimentaire du seuil du Poitou, ces grandes zones mylonitiques pourraient correspondre à la continuité des cisaillements Sud Armoricaïn (Fig. III-1). De récentes données géophysiques et géologiques effectuées dans le cadre du programme de l'ANDRA ont montré la corrélation entre les deux régions (Rolin et Colchen, 2001).

II-2. Analyse de la carte morphologique (Fig. III-3)

La carte du relief dont la résolution du modèle numérique de terrain est à 90 m montre que ces grands accidents ductiles présentent des qualités de traces morphologiques différentes. En effet, les failles d'Ouzilly et d'Arrènes sont nettement moins bien marquées que celles de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine. Celle-ci est bien visible, probablement dû à un processus d'érosion différentielle. La faille de la Marche apparaît plus diffuse dans sa partie occidentale que dans sa partie orientale. Les failles normales de Nantiat et de Bussières-Madeleine qui bordent les leucogranites de la Brême respectivement à l'ouest et à l'est ne ressortent pas en comparaison de la faille normale d'Argentat. Celle-ci en effet forme un sillon assez net dans la topographie et sépare les unités du Limousin occidental dont l'altitude moyenne oscille entre 300 et 400 m, du plateau de Millevaches dont les reliefs atteignent aisément les 900m. La faille des Pradines, dont nous verrons ultérieurement que le rôle dans la mise en place des granites du Millevaches est

prépondérant, est très prononcée dans la morphologie du plateau. Bien que non ductile, la faille de la Creuse qui traverse le massif granitique de Guéret suivant une direction NW-SE dessine une ligne en bordure d'une dépression considérable. Son extension vers le sud semble se raccorder au décrochement de Felletin-La Courtine qui forme la bordure NE du massif de Millevaches. Les décrochements de St Michel de Veisse et de La Courtine apparaissent décalés suivant un jeu dextre par la faille de la Creuse. Le décrochement d'Estivaux est très difficilement identifiable dans la topographie du sud Limousin comparé à la grande dépression formée par la faille du Sillon Houiller.

Il est bien évident que la morphologie actuelle n'est pas représentative des failles ductiles anciennes mais l'ensemble des observations faites à partir de la carte du relief montre que certaines d'entre elles ont pu être réactivées et que d'autres ont servi les processus d'érosion différentielle. Tardivement, l'ensemble des structures semble avoir été affecté par une fracturation NE-SW généralisée.

Dans la suite de notre étude, nous avons tout d'abord porté notre attention sur l'accident ductile de Felletin-La Courtine. De par son ampleur plurikilométrique et de la diversité des formations qu'il met en évidence, il apparaît représentatif des accidents ductiles de la région Limousin.

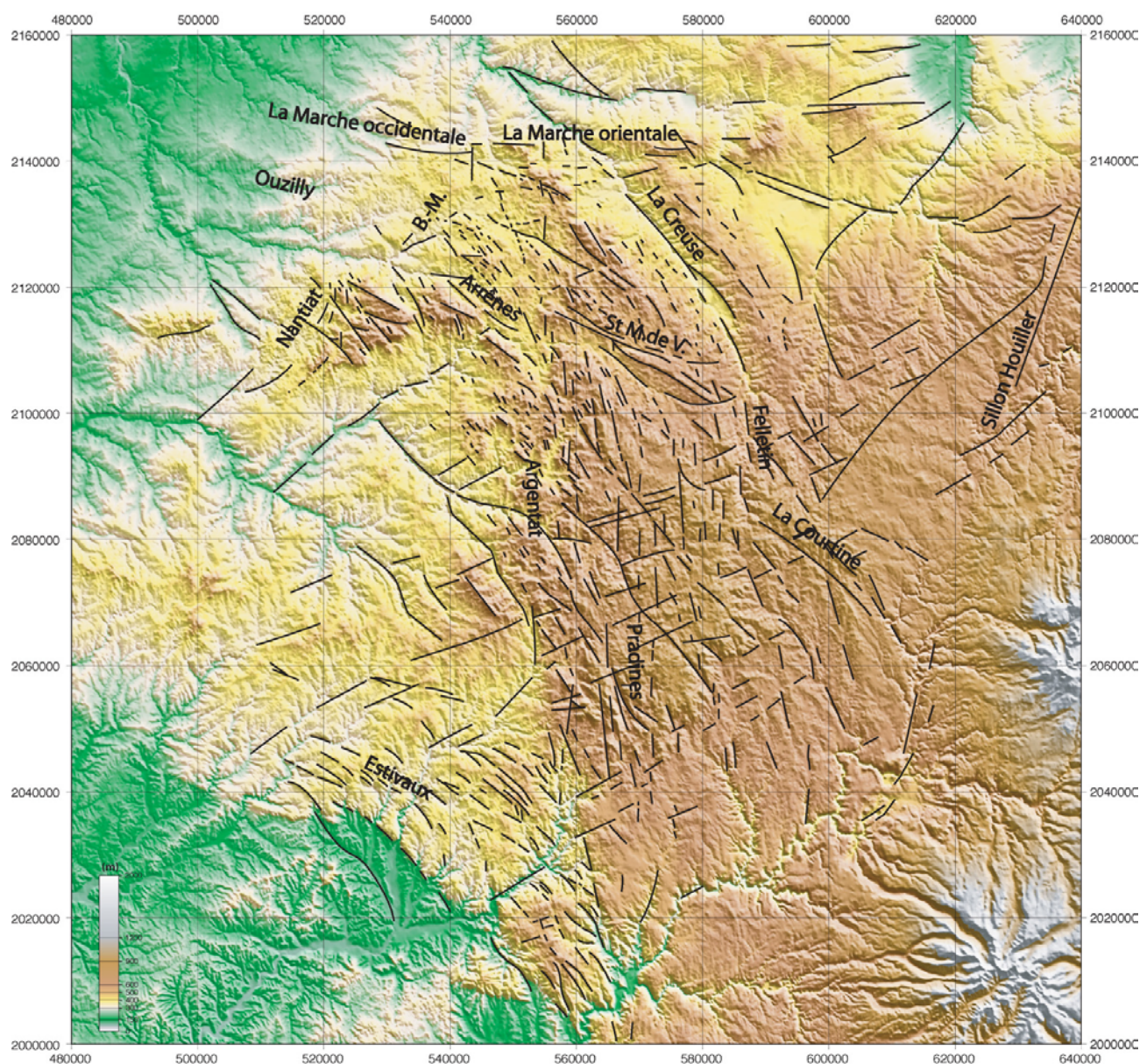


FIG. III-3 – Carte morphologique de la région du Limousin avec une résolution à 90 m (3 secondes d'arc, soit 0.0008333°). Source des données altimétriques : NASA mission SRTM, 2000.

III. Structure et géométrie de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine (Fig. III-4)

III-1. Introduction

Situé sur la carte au 1/50000 de Felletin, l'accident de Felletin-La Courtine borde le plateau du Millevaches dans sa partie Est. Il se suit du nord au sud sur une cinquantaine de kilomètres et met en évidence des roches mylonitiques sur une épaisseur d'échelle kilométrique. Il apparaît ainsi comme une zone de déformation ductile majeure.

Afin de comprendre les relations des différentes unités imbriquées dans cet accident, nous avons entrepris une cartographie de détail de ce secteur. L'analyse des microstructures a été couplée à la mesure des orientations préférentielles du quartz dans les granites mylonitiques impliqués dans la zone de faille. Ces

mesures ont permis une estimation des conditions de T°c pour lesquelles les systèmes de glissement ont pu être activés. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les leucogranites mylonitiques a permis d'estimer leur période de fonctionnement.

Se relayant à l'est au décrochement dextre de Saint Michel de Veisse qui borde la partie nord du massif de Millevaches, la zone cisailante de Felletin –La Courtine s'engage suivant une direction NS au niveau du village de Felletin où elle limite les leucogranites du Millevaches, du massif de Guéret et des séries cristallophylliennes du Chavanon. Elle se réoriente vers le SE à proximité du Mas d'Artige et sépare ainsi, suivant un axe NW-SE, le granite du Guéret et les séries du Chavanon au nord, du granite d'Ussel et des gneiss anatectiques au sud. On la suit jusque dans les gorges du Chavanon au niveau de Monestier-Port-Dieu (Fig. III-2).

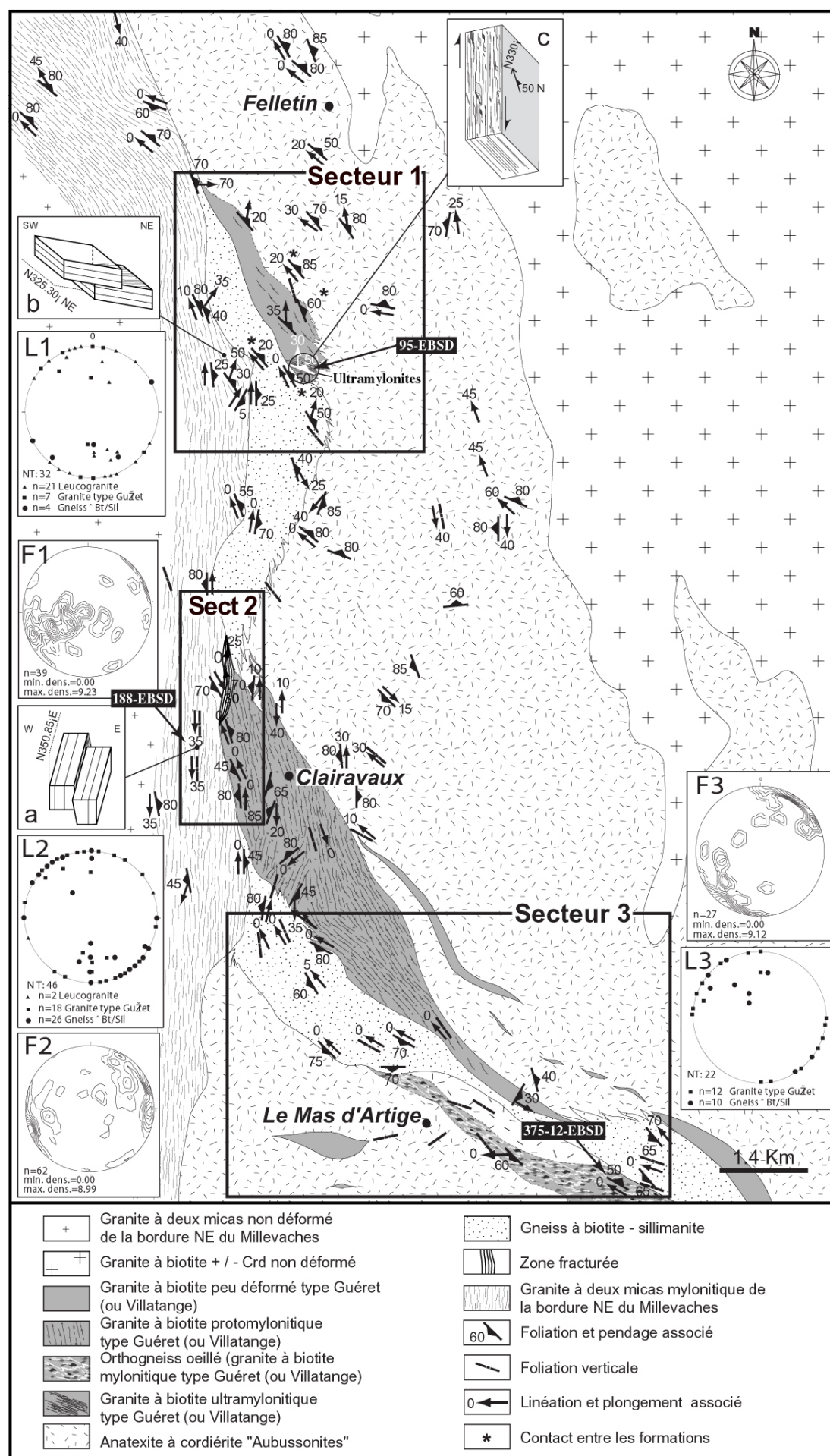


FIG. III-4 – Nouvelles données cartographiques de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine

III-2. Structure générale de l'accident de Felletin-La Courtine (Fig. III-4)

Les différentes unités géologiques affleurant au niveau de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine sont représentées par des gneiss à biotite-sillimanite présentant des septas plus micaschisteux, des migmatites à cordiérite, des granites à biotite de type Guéret et des leucogranites.

III-2-a. La branche NS (Secteur 1 et 2 sur Fig. III-4)

La structuration des leucogranites de bordure suivant le segment N-S est polyphasée. Les plans de foliation varient entre N000 et N160 avec des pendages subverticaux qui portent une linéation plongeant de 30° sud. La mise en évidence de microstructures C/S dextres (Figure a, Planche I) indique un abaissement du compartiment est vers le sud (phase 1) (Fig. III-4a). Ce mécanisme est repris plus tardivement en faille inverse vers le SW. Dans ce cas les plans de foliation sont orientés NW-SE avec des pendages de 20° à 30° vers le NE où l'on peut voir une linéation NE-SW. La cinématique révèle par l'intermédiaire des structures C-S (Figure b, Planche I) un jeu en faille inverse vers le SW (phase 2) (Fig. III-4b). Ces deux mécanismes distincts sont observables sur un même affleurement (Figure c, Planche I). L'observation de cette phase 2 est bien identifiable à l'est de Felletin dans le secteur de St Quentin-La-Chabanne.

À l'est des leucogranites mylonitiques de bordure, les gneiss et les granites à biotite présentent des plans de foliation orientés N130 – N160 et inclinés de 20 à 85° vers l'Est. Le pendage des gneiss à biotite/sillimanite au contact des leucogranites et celui des granites à biotite augmente progressivement d'ouest en est (secteur 1, Fig. III-4). Suivant une coupe W – E, le contact entre les leucogranites (phase 2) et les gneiss à biotite/sillimanite se fait suivant une orientation N140-20 E, celui entre les gneiss à biotite/sillimanite et les granites à biotite est N160 50 E, enfin celui entre les granites à biotite et les anatexites à cordiérite est orienté NW-SE avec un pendage de 60°E qui par endroit devient subvertical (secteur 1, Fig. III-4). La linéation d'étirement présente un faible plongement et donc une direction peu éloignée de celle de la foliation avec un pitch oscillant entre 0° et 30° vers le nord majoritairement. L'observation des microstructures associées indique un mécanisme en faille inverse dextre vers le sud.

Au sud du secteur 1, l'ensemble des formations se verticalise. Les leucogranites de la bordure du Millevaches sont structurés par la phase 1, c'est à dire que les plans de foliation sont orientés N-S avec un pendage sub vertical, la linéation magmatique associée est sub horizontale ou plonge de 30° vers le sud. Au nord du village de Clairavaux, seule une bande de gneiss à biotite/sillimanite apparaît au contact des leucogranites de bordure, puis inversement, au niveau de la latitude de Clairavaux, ce sont les granites à biotite qui sont au contact des leucogranites. Entre les leucogranites et les gneiss à Bt-Sil d'une part et les leucogranites et les granites à Bt d'autre part (Secteur 2 sur Fig. III-4), on distingue une zone ultramylonitique où la roche apparaît totalement fracturée et altérée. Le protolithe est à ce

niveau totalement indiscernable. Cette zone fracturée pourrait être le reflet d'une faille tardive cassante, telle que la faille de la Creuse (Fig. III-3, § II-2) qui aurait décalé suivant un jeu dextre le décrochement de St Michel de Veisse avec celui de Felletin-La Courtine.

Au sud de Clairavaux, l'ensemble des formations (gneiss à biotite/sillimanite, granite à biotite ou anatexites à cordiérite) est orienté N-S à NW-SE avec un pendage sub vertical ou légèrement penté vers l'ouest ; les linéations associées sont sub horizontales. Les critères de cisaillement indiquent un mécanisme en décrochement dextre.

III-2-b. La branche NW-SE (Secteur 3 sur Fig. III-4)

Entre Clairavaux et le Mas d'Artige, l'orientation des plans de foliations pivote progressivement pour prendre une direction WNW-ESE (N110 à N120). Le pendage de la foliation affectant les différentes formations varie entre 55°W et 90°. La linéation minérale est subhorizontale et les critères de cisaillement dextres restent constants.

III-3. Description pétrostructurale et cinématique des différents types de mylonites

III-3-a. Les Leucogranites (Planche I et II)

Les leucogranites de la bordure Est du Millevaches montrent une évolution du cœur vers la périphérie depuis des granites équants jusqu'à des orthogneiss présentant des structures C-S indiquant un sens de cisaillement dextre. Comme indiqué précédemment, ces structures sont dans la partie nord reprises en faille inverse vers le SW.

Ces leucogranites sont en fait des granites à deux micas, de teinte rosée à blanchâtre, et présentent un grain moyen à grossier (~5mm). Ils sont composés de feldspath potassique, de quartz, de plagioclase (andésine ou oligoclase), de muscovite et de biotite.

III-3-a-i. Les faciès non déformés

Les muscovites sont automorphes et peuvent atteindre une taille pluricentimétrique.

Les quartz présentent fréquemment une structure « en échiquier » (Figure a, planche II) avec apparition de sous joints basaux et prismatiques < c >. Ces derniers ne pouvant être activés qu'à très haute température (> 700°C, Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986), confirment la texture magmatique de ces leucogranites ou la faible déformation ductile de très haute température qui se développe à proximité de la bordure du massif. Pour Hippert et al. (2001), l'activation des systèmes de glissement basal < a > à très haute température est typique des conditions anhydres.

Les biotites magmatiques montrent elles aussi quelques signes de déformation ductile en se déformant progressivement (Fig. a, Planche II).

III-3-a-ii. Les faciès mylonitiques à la jonction des décrochements dextres de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine (NW de Felletin)

Les leucogranites sont déformés à l'état sub-solidus et montrent des sens de cisaillement dextres et sénestres avec par endroit des plis isoclinaux dont les sens de déversement divergent. Le plan de foliation est orienté N120 70°S et porte une linéation sub-horizontale. La divergence des sens de cisaillement pourrait être la

conséquence d'une déformation coaxiale prédominante subi par le granite à l'état visqueux.

L'observation des leucogranites à l'échelle de l'affleurement suggère leur écrasement contre une masse rigide tel que le granite de Guéret déjà refroidi depuis 335 Ma (Faure, 1995).

En lame mince, les quartz de ces échantillons présentent des joints de grains à 90° (Fig. b, Planche II), décrits par Gapais (1986) et Tommasi et Vauchez (1994) comme des textures sub solidus, conséquence d'une grande mobilité des joints de grains.

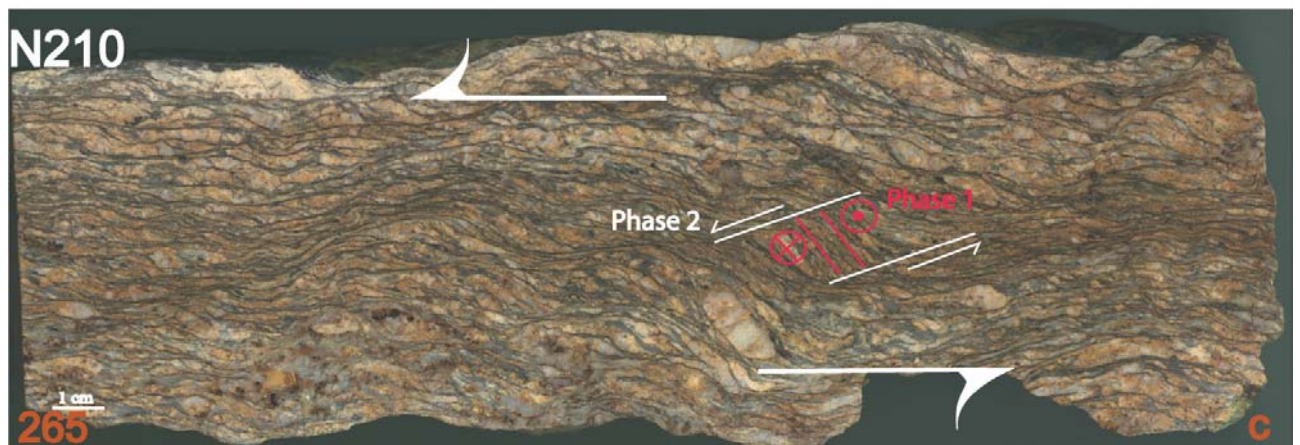
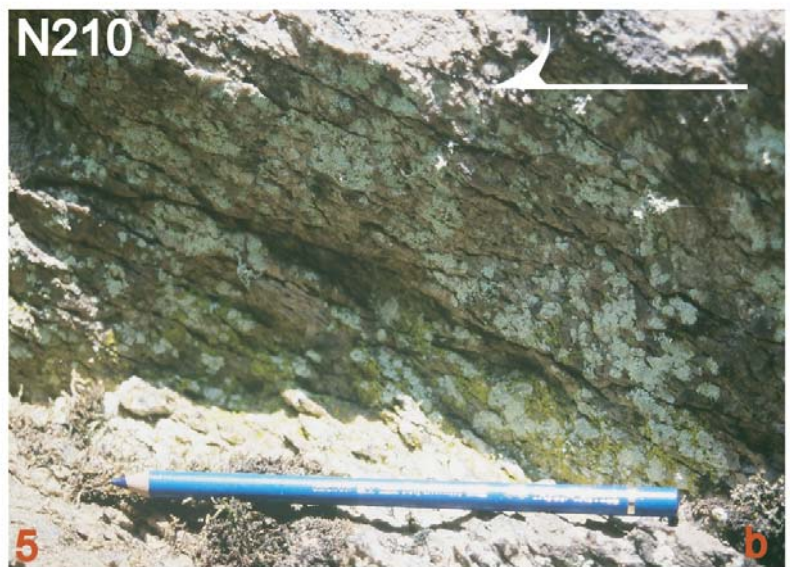


PLANCHE I- Microstructures dans les leucogranites de bordure du massif de Millevaches à l'échelle du macroéchantillon. a : Echantillon 189. Microstructure C-S indiquant un mouvement décrochement dextre avec abaissement du compartiment Est. b : Echantillon 5. Bandes de cisaillement mettant en évidence le mouvement inverse vers le SW. c : Echantillon 265. Echantillon ayant enregistré les deux phases. La première en décrochement dextre, la seconde en mouvement inverse vers le SW.

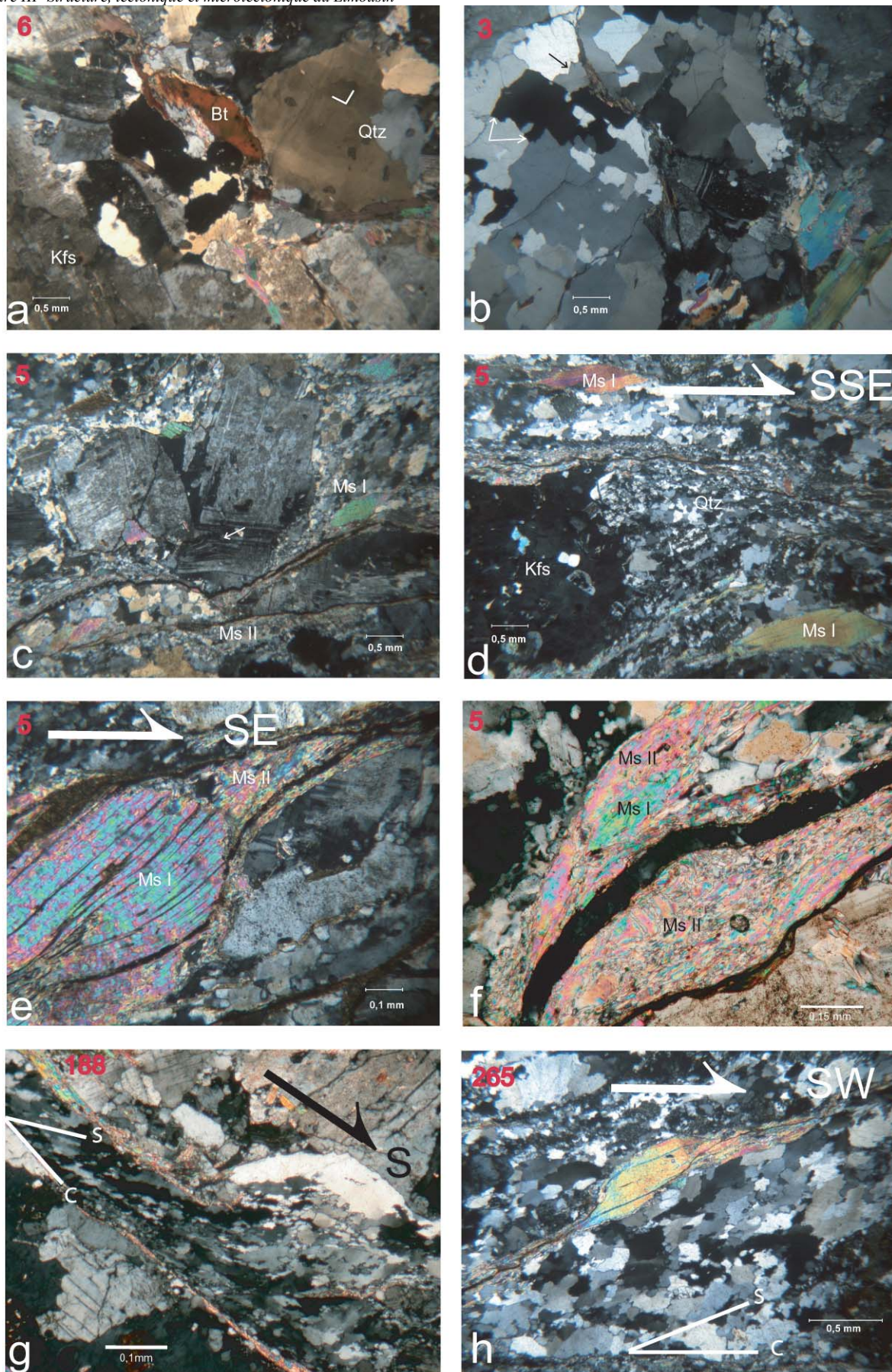


PLANCHE II - Microstructures dans les leucogranites de bordure du massif de Millevaches à l'échelle de la lame mince. a : Quartz en « échiquier ». b : Quartz en mosaïque (joints de grain à 90°). c : Fracturation et déformation plastique des feldspaths. d : Recrystallisation intense du quartz et du feldspath dans les ombres de pression des feldspaths potassiques. e : Développement de muscovites secondaires syncisaillement dans les queues de recrystallisation des muscovites primaires. f : Phénomène de recrystallisation de muscovites secondaires généralisé à partir des muscovites primaires magmatiques. g : Micro zone de cisaillement avec développement des grains de quartz à 40°C du plan de cisaillement. h : Migration intense aux joints de grain des quartz avec micafish dextre indiquant un mécanisme en faille inverse vers le SW..

* Déformation en décrochement dextre N-S (Phase 1)

Les leucogranites présentent une orientation bien marquée par les plans de foliation et l'apparition d'une linéation minérale sub horizontale ou plongeant de 30° vers le sud (voir bloc diagramme Fig. III-4).

L'observation à l'échelle de la lame mince montre des muscovites primaires syn-magmatiques asymétriques (micafish) (Fig. c, d, e et h, planche II).

Les feldspaths sont fracturés ou cisailés en pile de livres et sont déformés plastiquement (Fig. c, Planche II). Ils développent des ombres de pression à leurs extrémités où recristallisent des grains de plagioclase et de quartz (Fig. d, planche II). Ces queues de cristallisation asymétrique indiquent un mécanisme en décrochement dextre vers le SSE avec un léger abaissement du compartiment est.

Les quartz montrent des bordures de grains lobées, et curvilignes attestant d'un intense phénomène de migration aux joints de grains (Fig. d, Planche II). Pour Jessel (1987) cette géométrie s'acquiert sous l'influence d'une très haute température et de contraintes modérées.

Dans les faciès les plus intensément déformés, les muscovites primaires en poisson développent des queues de recristallisation de muscovites secondaires syn-cisaillement pouvant atteindre 0,5mm (Fig. e, Planche II). Au cours du refroidissement du granite, ce phénomène de recristallisation de micas secondaires s'amplifie jusqu'à faire disparaître en totalité les muscovites précoces (Fig. f, Planche II). Les bandes de cisaillement sont soulignées par des rubans de quartz dont les grains allongés sont obliques de 35 à 40° par rapport au plan de cisaillement (Fig. g, Planche II). Nous verrons ultérieurement (§ III-5-b) que la déformation qui les a affectée s'est faite dans des conditions de haute température.

* Déformation en faille inverse vers le SW (Phase 2) (§ III-2-a)

Les textures de quartz attestent d'une forte migration aux joints de grains et les grains sont allongés et inclinés de 35 à 40° (Fig. h, Planche II) par rapport au cisaillement dont la cinématique indique un déplacement du compartiment supérieur vers le SW (bloc diagramme secteur 1, Fig. III-4).

Les muscovites sont asymétriques et développent également par endroit des recristallisations de micas secondaires. On ne distingue pas de différence de textures entre les leucogranites qui enregistrent la phase 1 (Planche I,c) en décrochement dextre vers le Sud et celle-ci. Cela suggère que la phase 2 en faille inverse vers le SW ait pu se faire dans le continuum de la phase 1 en décrochement dextre vers le sud.

III-3-b. Les Granites à biotite (Planche III et IV)

III-3-b-i. Composition

Bien que pauvres en muscovites, ces granites d'aspect gris bleuté présentent un grain moyen dont la taille est comprise entre 2 et 5 mm. Le plagioclase est dominant et légèrement bleuté. Le feldspath potassique apparaît quelquefois sous forme de phénocristaux centimétriques (Fig. a, Planche III). Le quartz présente des textures plus ou moins variées suivant le taux de déformation subi par la roche. Ces granites sont riches en biotite mais pauvres en muscovite. D'après Vauchelle (1988) et par comparaison avec le même type de faciès observé sur la carte de St Sulpice-les-Champs (faciès Villatange, Rolin et al., en préparation) au niveau du décrochement dextre de St Michel de Veisse, la composition minéralogique de ce granite à biotite reflète celle d'une granodiorite à tonalite.

Dans la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine, les granites à biotite n'apparaissent que très rarement non déformés.

III-3-b-ii. *Faciès ultramylonitique au sud de Felletin (Fig. III-4) montrant une déformation en faille inverse vers le Sud*

Les granites à biotite ultramylonitiques sont identifiables sur le terrain par leur aspect noirâtre à grain fin. La foliation est orientée N150, pend de 50° au nord et porte une linéation minérale N-S. Les critères de cisaillement indiquent un mécanisme en faille inverse vers le sud (Fig. III-4c).

L'étude en lame mince confirme la granulométrie infiniment fine de ces roches. Ces ultramylonites (Fig. b, Planche III) sont composées d'une alternance de trois types de rubans : des rubans très riches en micas, d'autres formés de plagioclase et de feldspath potassique enfin, des rubans de quartz recristallisé. Les rubans micacés sont issus du broyage des biotites et des muscovites.

De rares micafish de muscovites primaires sont quelquefois préservés et montrent à leurs extrémités des recristallisations de muscovite secondaire. Les plagioclases et les feldspaths potassiques sont broyés ou ont recristallisé.

Certains phénocristaux de feldspath, ayant échappé au broyage de la roche, sont cisailés en chevauchement vers le sud.

Les rubans de quartz sont formés de grains allongés et sont inclinés avec un top vers le sud de 40° sur le plan de cisaillement (Fig. c, Planche III). L'introduction de la lame onde auxiliaire montre une fabrique de ces rubans (Fig. d, Planche III). Ils forment fréquemment des plis isoclinaux en faveur d'un cisaillement vers le sud (Fig. e, Planche III).

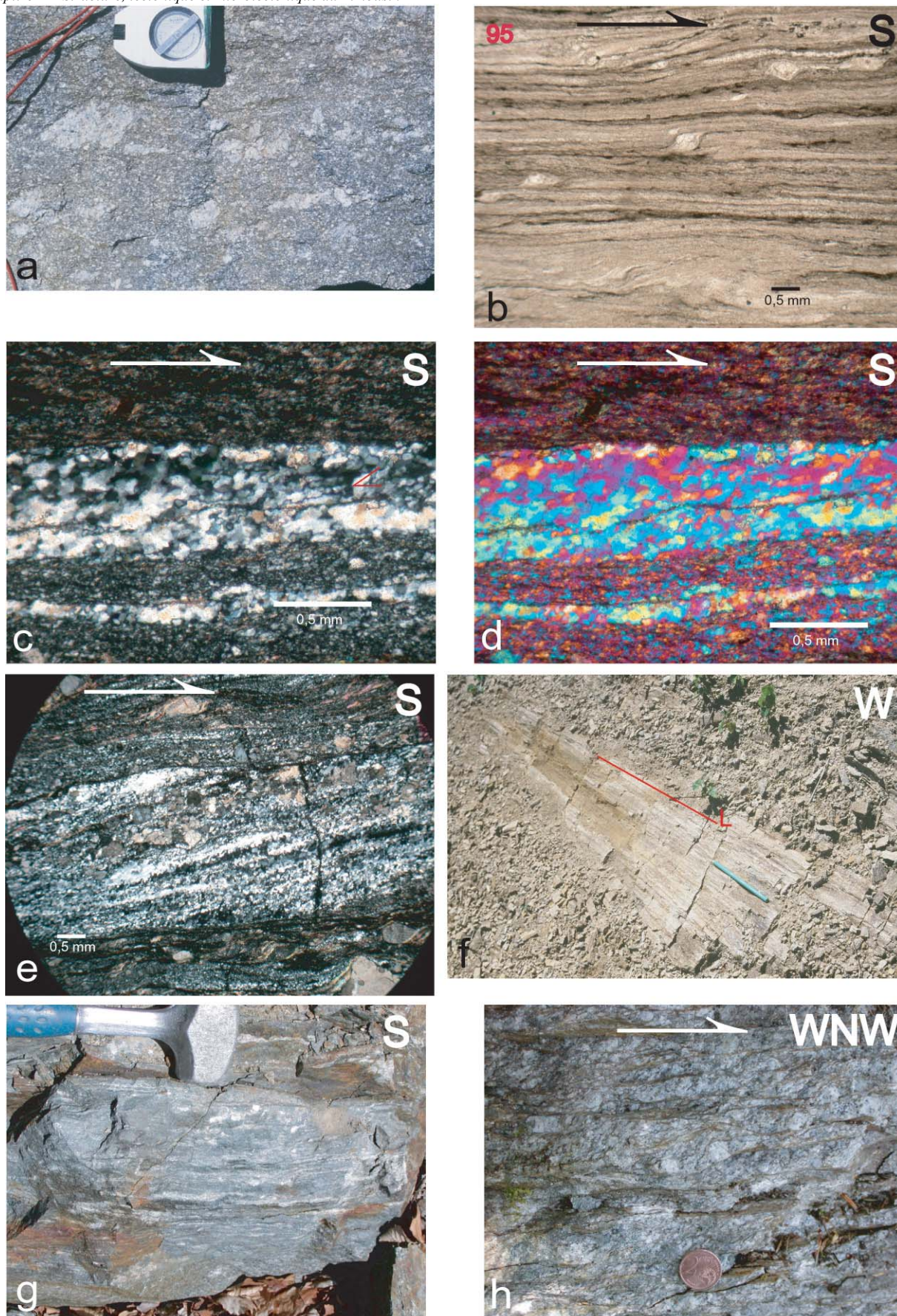


PLANCHE III - Microstructures observées dans les granites à biotite (type Guéret) au sein de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine à l'échelle du macroéchantillon et de la lame mince. a : Phénocristaux de feldspath potassique centimétriques. b : Echantillon 95. Faciès ultramylonitique. c : Echantillon 95. Rubans de quartz en lumière naturelle avec fabrique de forme oblique de 35 à 40° par rapport au plan de cisaillement. d : Echantillon 95. Rubans de quartz à grains obliques montrant une fabrique par ajout de la lame onde. e : Echantillon 95. Microplis d'entraînement formés par les rubans de quartz. f : Linéation horizontale bien exprimée dans les faciès mylonitiques. g : Faciès des granites à proximité de la carrière de Clairavaux. h : Echantillon 375. Microstructures C-S mettant en évidence le mouvement décrochant dextre.

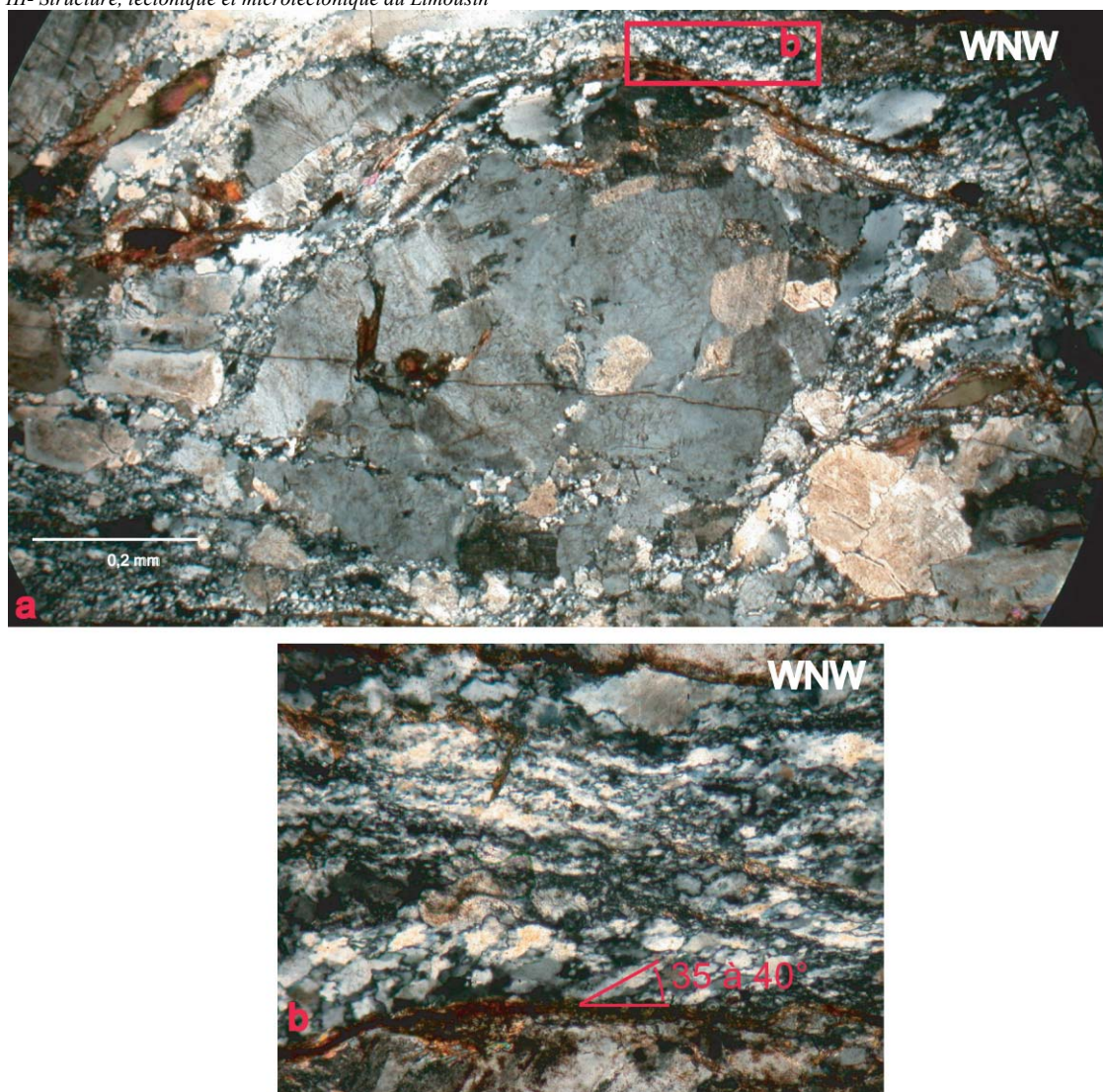


PLANCHE IV - Microstructures observées dans les granites à biotite (type Guéret) au sein de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine à l'échelle de la lame mince (suite). a : Echantillon 375. Recristallisation du quartz et des plagioclases dans les ombres de pression des feldspaths potassiques. b : Echantillon 375. Grains de quartz obliques de 35° à 40° sur le plan de cisaillement.

III-3-b-iii. *Faciès protomylonitique dans le secteur de Clairavaux affecté par une déformation en décrochement dextre*

A proximité de la carrière de Clairavaux, les granites à biotite présentent une foliation orientée NS avec un pendage proche de la verticale. La linéation est horizontale (Fig. f, Planche III). Les critères de cisaillement associés indiquent un mouvement en décrochement dextre (voir bloc diagramme Fig.III-4). Au SSE de Clairavaux, la roche sombre prend un aspect cataclastique (Fig. g, Planche III) et montre par endroit des injections de fluides.

En lame mince, les grains de quartz sont allongés et forment des lentilles au sein de la trame. La mise en évidence d'extinction onduleuse au sein de la plupart des grains de quartz montre qu'ils ont subi une déformation plastique importante.

III-3-b-iv. *Faciès mylonitique du Mas d'Artige à la Courtine déformé en décrochement dextre*

Les granites à biotite montrent à l'affleurement de belles structures C-S caractéristiques d'un mouvement

décrochant dextre vers le S-SE (voir bloc diagramme Fig.III-4) de la faille (Fig. h, Planche III). Les feldspaths potassiques développent des ombres de pression dans lesquelles viennent recrystalliser des grains de quartz et de plagioclase (oligoclase et andésine) (Fig. a, Planche IV).

Les grains de quartz situés soit dans les queues de recrystallisation soit dans des rubans sont obliques de 35° à 40° par rapport au plan de cisaillement (Fig. b, Planche IV). Le sens de cisaillement est également donné par les micafishs formés par les biotites.

III-3-c. Les Gneiss à biotite/sillimanite encaissant des granites (Planche V)

III-3-c-i. *Composition*

A l'échelle de l'affleurement, ces formations sont massives, à grain fin et de couleur grise. On distingue deux faciès principaux : Les paragneiss au sens strict et les métatexites identifiables sur le terrain par la présence de lits quartzo-feldspathique en alternance avec les lits micacés.

Les paragneiss sont composés de plagioclase, quartz, biotite, sillimanite prismatique et fibreuse \pm muscovite \pm cordiérite \pm grenat. Les métatexites sont formées de feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, sillimanite prismatique et fibreuse \pm cordiérite \pm grenat.

La biotite et la sillimanite associées parfois à la cordiérite sont les minéraux qui soulignent la foliation (Fig. a, Planche V). Le grenat n'apparaît en paragenèse avec la sillimanite et la biotite qu'exceptionnellement (Fig. b, Planche V).

Le disthène est absent mais a été observé en inclusion dans le plagioclase dans la série des gneiss de l'Artense (Mercier et al., 1992). Il a également été décrit dans la zone Moldanubienne au sein des mêmes formations (Scheuven, 2002).

III-3-c-ii. Structure et cinématique

Dans la partie nord de la zone de cisaillement, entre Felletin et Clairavaux, le plan de foliation est orienté N-S à NW-SE, varie de 20° à 70°E et porte une linéation sub horizontale (Fig. III-4).

Du sud de Clairavaux jusqu'à la Courtine voire même jusqu'au gorges du Chavanon, la foliation prend une direction E-W à NW-SE avec un pendage subvertical (Fig. III-4).

Les critères cinématiques (ombres de pression asymétriques autour des feldspaths, micafish, poisson de sillimanite et parfois microplis d'entraînement) sont en faveur d'un mouvement décrochant dextre.

III-3-c-ii. Microstructures

* Faciès intermédiaire entre le paléosome et les métatexites

La roche est formée en majorité par l'alternance de rubans de quartz poly cristallin et de biotite et sillimanite (Fig. g, Planche V) cisailées dessinant une silhouette dissymétrique en forme de poisson (Fig. d, Planche V).

*Les métatexites

Selon le degré de fusion partielle atteint, ces formations témoignent de conditions de température élevées (entre 650° et 750°C). La muscovite est absente. Le feldspath potassique apparaît sous forme de larges cristaux et constitue la phase principale.

La foliation principale est définie par l'alternance de a) rubans de quartz (50%), de plagioclase (40%) et de feldspath potassique (10%); de b) rubans de biotite et sillimanite cisailés autour des cristaux de cordiérite ; et de c) l'orientation préférentielle de forme de feldspath et de quartz à l'intérieur du paléosome (Fig. c, Planche V).

La limite des grains entre le quartz et le plagioclase montre de façon quasi-systématique des renflements et bombements. Ces observations qui sont également remarquées à la limite quartz-feldspath potassique (Fig. e, Planche V) sont issues d'après Gower et Simpson, (1992) de phénomènes de dissolution – précipitation à l'état solide du feldspath à la limite quartz-feldspath quand celle-ci est parallèle à la foliation. Les plagioclases et les feldspaths potassiques montrent quelques signes de déformation plastique en laissant apparaître une extinction onduleuse. Les grains de quartz présentent des textures en échiquier (Fig. f, Planche V) en mettant en évidence des sous joints basaux et primaires $\langle c \rangle$ ($T > 700^\circ\text{C}$, Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986) . Les rubans de quartz sont formés de grains lobés et curvilignes (Fig. g, Planche V) témoignant d'une forte migration aux joints de grains (Jessel, 1987) ou bien de grains dont les limites sont à angles droits (Fig. h, Planche V) (Gapais et Barbarin, 1986 ; Tommasi et Vauchez, 1994).

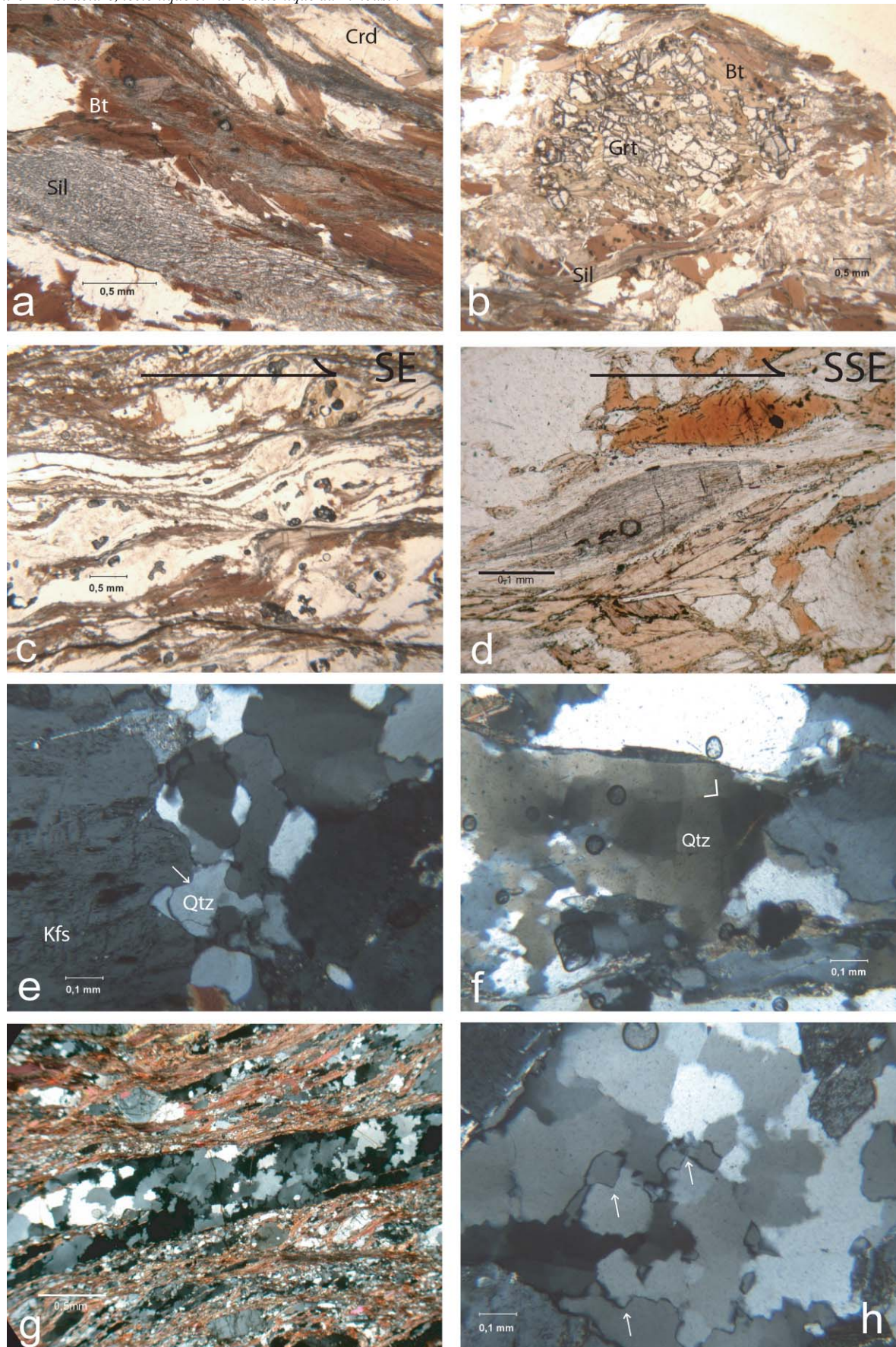


PLANCHE V - Microstructures observées dans les gneiss à biotite-sillimanite de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine à l'échelle de la lame mince. a : Sillimanite prismatique, biotite et parfois cordiérite en paragenèse. b : Paragenèse à grenat, sillimanite, biotite. c : Alternance du leucosome et du paléosome dans les faciès métatexitiques cisailés dextres. d : Sillimanite fibreuse en poisson indiquant un sens de cisaillement vers le SE. e : Limite curviligne entre le quartz et le feldspath potassique. f : Développement dans les quartz de sous joints basaux et prismatiques $\langle c \rangle$. g : Migration aux joints de grain de quartz formant des rubans. h : Structure en mosaïque avec joints de grain à 90° .

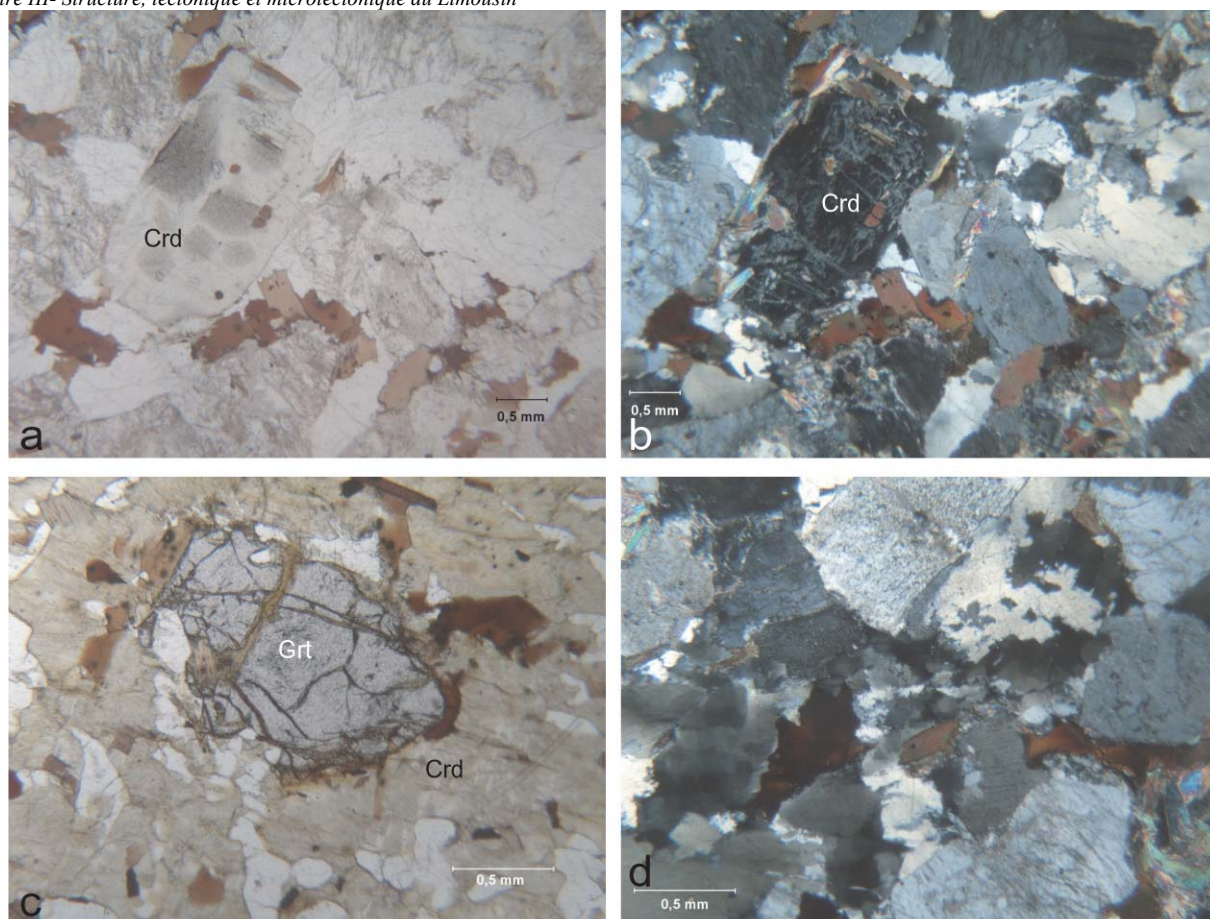


PLANCHE VI - Microstructures observées dans les anatexites à cordiérite de la bordure Est du massif de Millevaches. a : Cordiérite pinitisée en lumière naturelle. b : Cordiérite pinitisée en lumière polarisée. c : Grenat en inclusion dans une cordiérite pinitisée. d : Texture du quartz mettant en évidence des quartz en échiquier (en bas à gauche) et de quartz en mosaïque (joints de grains à 90°).

III-3-d. Les anatexites à cordiérite (Planche VI)

Ces formations connues sous le nom « d'Aubussonites » forment une ceinture continue autour du granite de Guéret depuis Aubusson jusqu'au sillon houiller (Fig. III-2). Dans notre secteur, elles apparaissent à l'est de la zone de cisaillement de Felletin-La Courtine et sont en contact avec les gneiss à biotite-sillimanite. Depuis la zone des gneiss métatexitiques à feldspath potassique, plagioclase, quartz, sillimanite et biotite, le degré d'anatexie augmente. Le leucosome ne se concentre plus seulement sous forme de rubans mais forme des poches de melt. Les métatexitiques deviennent des diatexitiques contenant des passées restitiques à biotite-sillimanite. La cordiérite est systématiquement associée au feldspath potassique.

Ces anatexites constituent un ensemble massif de couleur sombre. Malheureusement, rares sont les affleurements qui permettent d'observer un faciès non altéré. Quand le phénomène d'altération est prédominant, la roche prend un aspect jaunâtre. Les affleurements de la carrière du Puy-du-Roi à Aubusson se distinguent en offrant une roche saine et non altérée. Celle-ci est caractérisée par de nombreuses tâches centimétriques à contours diffus de couleur noirâtre formées de cordiérite et de quartz.

Cet assemblage baigne au cœur d'une matrice constituée par le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz et la biotite.

En lame mince la paragenèse observée est à feldspath potassique, plagioclase, quartz, cordiérite, biotite ± grenat. La cordiérite apparaît souvent pinitisée (Fig. a et b, Planche VI). La muscovite et le grenat sont rares. La muscovite a plutôt une origine rétro-morphique. Le grenat qui apparaît en inclusion dans la cordiérite est lié à l'épisode anatectique post-folial de la série des gneiss à biotite-sillimanite (Fig. c, Planche VI). Le plagioclase est toujours hypautomorphe. Le quartz est souvent interstitiel. Il présente les mêmes types de microstructures que celles rencontrées dans les métatexitiques des gneiss à biotite-sillimanite (Fig. d, Planche VI) (structures en échiquier, contours lobés attestant d'une intense migration au joint de grain, limites curvilignes avec le feldspath...). La sillimanite est quasi absente sauf dans les termes un peu moins anatectiques. Du disthène en inclusion dans les plagioclases ou placé au cœur de sillimanite prismatique a été décrit par Martin (1980) dans ces mêmes formations.

III-4. Conditions métamorphiques des gneiss à biotite-sillimanite (Unité Inférieure des Gneiss)

Aucun assemblage métamorphique (absence de grenat, entre autre) ne nous a permis de calculer les conditions thermobarométriques d'équilibre des gneiss à biotite-sillimanite et anatexites à cordiérite. Ces formations ont perdu dans une proportion inconnue une

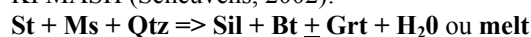
partie de leur substance sous la forme d'un liquide silicaté de composition inconnue. Il est donc impossible de savoir qu'elle était la composition exacte de la roche à son état d'équilibre.

La présence de reliques de disthène ou de grenat dans les plagioclases conduit cependant, Mercier et al., (1992) à penser que la réaction $\text{Grt} + \text{Ky} \Rightarrow \text{Pl} + \text{Qtz}$ a été franchie dans le sens d'une diminution de pression.

Mercier et al., (1992) évaluent les conditions P-T du stade synfolial, par l'utilisation du baromètre grenat-plagioclase-silicate d'alumine-quartz (Ghent, 1976 ; Newton et Haselton, 1981 et du thermomètre grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978), à 669-750°C et entre 6 et 8,2 Kb.

Scheuven (2002) montre, au cours d'une étude effectuée dans la zone Moldanubienne sur les mêmes formations offrant une évolution métamorphique continue, que la quantité relativement importante (> 10%) de sillimanite fibreuse ne peut s'expliquer ni par la transition polymorphique du disthène en sillimanite, ni par des réactions ioniques couplées de type Carmichael (1969), car le disthène ne représente qu'une phase accessoire (< 2%) dans la zone des micaschistes à staurotide-disthène bien connus dans le Limousin (Floch', 1983).

L'assemblage à $\text{Sil} + \text{Bt} \pm \text{Grt} + \text{H}_2\text{O}$ ou melt proviendrait de la réaction discontinue dans le système KFMASH (Scheuven, 2002):



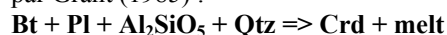
La fusion partielle augmente progressivement et la quantité de feldspath potassique dans le leucosome est de plus en plus importante.

L'augmentation de liquide silicatée peut se faire suivant la réaction de déshydratation suivante (Thompson, 1982 et Spear et al., 1999):



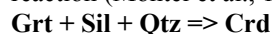
Cette réaction ne peut se faire qu'en considérant suivant Vielzeuf et Holloway (1988) et Spear et al. (1999) que la réaction de fusion utilise uniquement la quantité d'eau présente dans le système (aucune proportion d'eau externe n'est apportée dans le système). A travers des travaux expérimentaux Patiño-Douce et Harris (1998) estiment les conditions de P-T de cette réaction à 0,6 GPa et 730°C.

Le passage de la zone à Sil, Bt, Kfs à la zone à Kfs, Crd se fait par augmentation de l'anatexie suivant une réaction continue de déshydratation de la biotite décrite par Grant (1985) :



Lebreton et Thompson (1988) estime les conditions P-T à 5 -6 Kb et 760° -780°C.

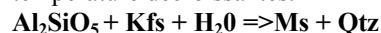
La cordiérite peut également provenir de la réaction (Montel et al., 1992):



En accord avec nos observations (Fig. c, Planche VI), la description d'auréole réactionnelle de cordiérite autour des grenats par Scheuven (2002) l'amène à retenir cette réaction. D'après Mukhopadhyay et Holdaway (1994), cette réaction est caractérisée par un faible rapport Dp/Dt

et se produit par conséquent lors de phénomène d'exhumation.

L'ensemble des minéraux se déstabilise dans les conditions du faciès schiste vert (chloritisation des biotites et cordiérite pinitisée). Les réactions suivantes (Thompson et Tracy, 1979) se font à pression et température décroissantes.



Mercier et al, (1992) estiment les conditions P-T de ce dernier stade à une température inférieure à 500°C et une pression de 3 Kb.

III-5. Etude des Orientations Préférentielles de Réseau (O.P.R.) du quartz par la méthode EBSD (voir localisation des échantillons Fig. III-4)

La technique de mesure des orientations préférentielles de réseau du quartz par la méthode EBSD est décrite au Chapitre précédent § II. Nous présenterons par conséquent ici que les résultats.

III-5-a. O.P.R. du quartz dans les granites à biotite (Fig. III-5)

Nous avons effectué des mesures d' O.P.R. du quartz sur trois échantillons de granites mylonitisés (95, 375 et 12). Le quartz se présente sous la forme de rubans polycristallins. Les grains des rubans présentent une orientation préférentielle de forme (O.P.F.) fortement oblique de 35° à 40° environ sur le plan des rubans (Fig. c et d, Planche III ; Fig. a et b, Planche IV)

Le premier échantillon (95) provient du Mas Laurent au sud de Felletin et correspond à la bande des granites à biotite ultramylonitisés (voir description § III-3-b.). La foliation est orientée N150, pend de 50° au NE et porte une linéation minérale N-S. Les critères de cisaillement indiquent un mécanisme en faille inverse vers le sud.

Les figures de pôle directes du quartz de l'échantillon 95 (Fig. III-5) montrent un maxima d'axes < c > sur l'axe Y. On note cependant une obliquité du pôle qui le décentre de quelques degrés par rapport à Y. Ce décalage pourrait être lié à une déformation de forme de la foliation (en effet, les rubans de quartz mesurés sont légèrement flexueux).

Les pôles des plans prismatiques < a > (Fig. III-5) ne permettent pas de déduire un sens de cisaillement même dans le cas où on effectuerait une rotation autour de la linéation de façon à recentrer le pôle des axes < c > sur Y. La distribution des axes < c > sur Y ou à proximité est caractéristique du glissement prismatique < a > qui ne peut être activé que sous des conditions de température relativement élevées entre 400°C et 700°C (Tullis et al., 1973, Mainprice and Paterson, 1984). Cette recristallisation dynamique du quartz associée au décrochement dextre de la Courtine a pu se développer lors du refroidissement des granites de type Guéret.

L'échantillon 375 localisé vers la Courtine, est caractérisé par de belles structures C-S caractéristiques d'un mouvement décrochant dextre vers le S-SE de la faille (voir description § III-3-b et Planche III, h). Comme l'échantillon précédent, les axes < c > du quartz sont très fortement concentrés sur l'axe Y caractéristique

de l'activation du système de glissement prismatique $\langle a \rangle$. De même, les axes $\langle a \rangle$ ne permettent pas de confirmer le sens de cisaillement dextre bien mis en évidence en lame mince et à l'échelle de l'affleurement. La recrystallisation des grains de quartz dans les rubans et dans les queues de recrystallisation des feldspaths potassiques s'est faite au cours du refroidissement du granite. Les granites à biotites sont donc syn à post tectoniques du décrochement ductile dextre de Felletin-La Courtine.

Les axes $\langle c \rangle$ de l'échantillon 12 prélevé au niveau du lac de La Courtine, définissent des pôles de concentration entre les axes Y et Z. Les pôles des plans prismatiques a et m sont caractérisés par des maxima de concentration à environ 20- 25° de la linéation. Les pôles des plans (r) montrent un maximum de concentration sub-perpendiculaire à la foliation, la répartition est bimodale. Les figures de pôle inverses soulignent l'importance du plan (r) et ses relations directes avec la foliation et la linéation. Kruhl et Peternell (2002) ont montré que pour des températures proches des conditions de cristallisation d'un granite syntectonique, l'orientation préférentielle des joints de grains de quartz s'effectuait parallèlement aux plans rhomboédriques. Cette orientation cristallographique se développerait dans des niveaux de basse énergie, d'autant plus faible que la température augmente. Kruhl et Peternell (2002) ajoutent que l'acquisition et la stabilisation de cette orientation préférentielle centrée sur {1011} serait un processus de courte durée qui se produirait immédiatement après la fin de la déformation.

III-5-b.O.P.R. du quartz dans les leucogranites de bordure du Millevaches (Fig. III-5)

L'échantillon provient des leucogranites de la bordure Est du massif granitique de Millevaches (188). L'étude des axes $\langle c \rangle$ du quartz a été faite sur des grains issus d'une micro shear zone (Figure g, Planche II) localisée au sommet d'une queue de recrystallisation d'un feldspath potassique.

Cette petite zone de cisaillement indiquant un sens de cisaillement dextre forme des rubans de quartz dont les grains sont allongés et inclinés de 40° par rapport au plan de cisaillement. Les figures de pôle directes du quartz montrent que les axes $\langle c \rangle$ sont concentrés sur l'axe Y caractéristique du glissement prismatique $\langle a \rangle$, avec un maximum secondaire moins marqué situé entre Y et Z. Les directions $\langle a \rangle$ permettent de définir un sens de cisaillement dextre conforme à celui identifié sur les macro échantillons.

En résumé, les fabriques des axes $\langle c \rangle$ du quartz effectuées sur les quatre échantillons de granite à biotite (95, 356 et 12) et de leucogranite (188) affectés par le décrochement dextre de Felletin – La Courtine ont été acquises dans des conditions de T° relativement élevées entre 400° et 700°C au cours du refroidissement du granite. La mise en place des granites est considérée syn à post- tectonique du fonctionnement des grandes zones cisailantes.

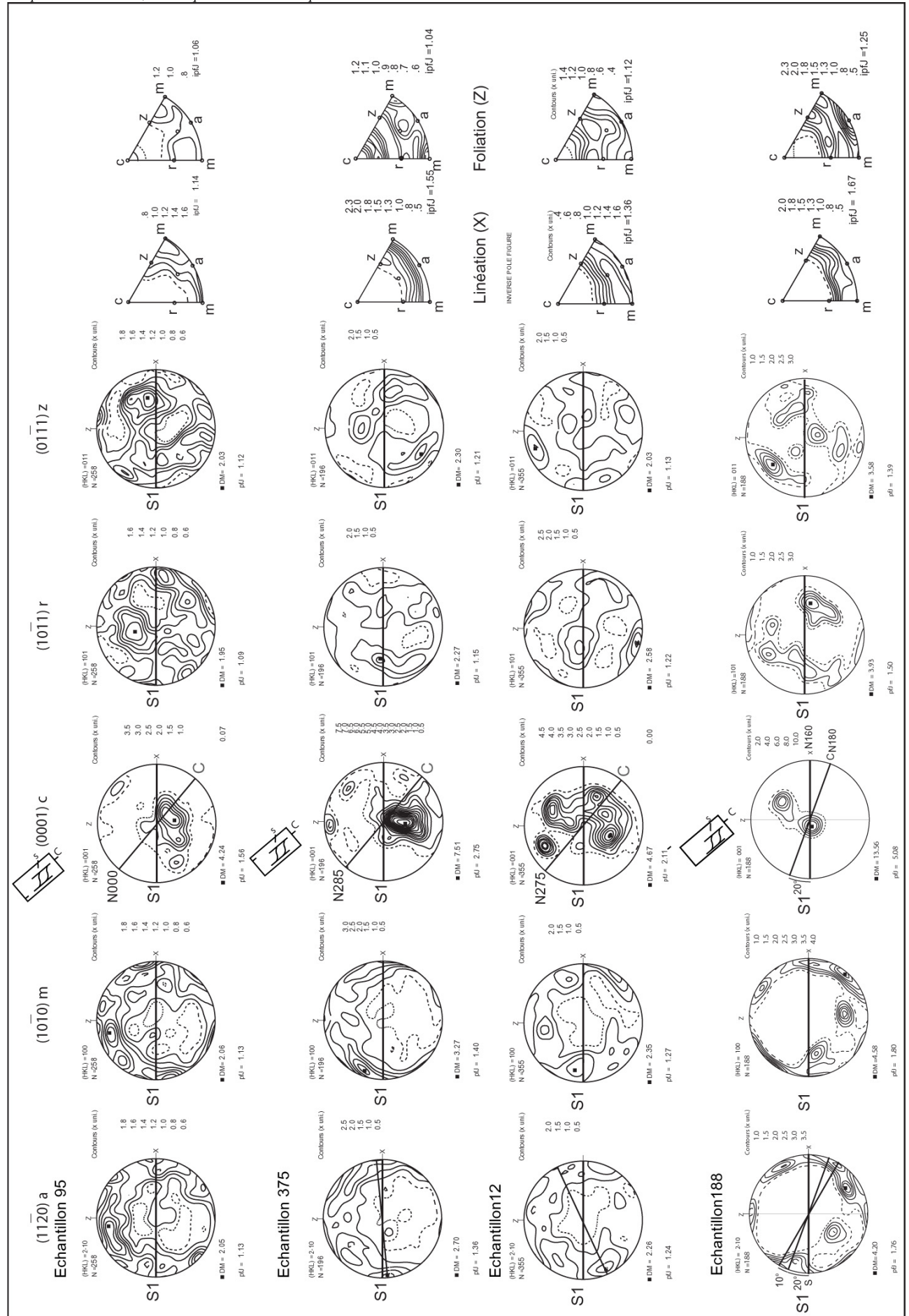


FIG. III-5 –Orientations préférentielles de réseau du quartz mesurées par la technique EBSD. Projection sur l'hémisphère inférieur, en aire égale. La foliation (XY) est verticale et la linéation (X) est horizontale. Les contours sont en % ; N est le nombre de mesures. MD : Maximum de densité.

III-6. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des échantillons provenant des décrochements de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine

(voir description de la technique analytique Chapitre II, §V-1 ; et localisation des échantillons Fig. III-2, Tableau 9, annexe 1)

III-6-a. Les granites mylonitiques des décrochements dextres de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine

III-6-a-i. Le décrochement de Saint Michel de Veisse (Ech. 246 et 232)

Deux échantillons de mylonites de leucogranite affectés par ce grand accident en limite septentrionale du massif de Millevaches, ont été sélectionnés.

L'échantillon 246 (Tableau 1 et 8, Annexe 1) se situe au NW du massif. Il contient des clastes de muscovites primaires millimétriques (Fig. a, Planche VII) qui présentent des recrystallisations de muscovites secondaires dans les zones abritées, présentes aussi dans la foliation.

Une population de muscovite fournit un âge plateau à $313,0 \pm 2,8 \text{ Ma}$ pour 65% du dégazage de ^{39}Ar (Fig. a, Planche VIII). Dans le diagramme isochrone, les points majoritairement très radiogéniques se regroupent près de l'axe des abscisses. La droite isochrone indique cependant un âge identique de $315,3 \pm 3,0 \text{ Ma}$ (Fig. b, Planche VIII).

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite donne un âge plateau à $327,6 \pm 4,3 \text{ Ma}$ correspondant à 90 % du dégazage de ^{39}Ar à basse température (Fig. c, Planche VIII). La petite taille du grain associé à une faible quantité d'argon dégazé implique une marge d'erreur importante sur les résultats.

L'échantillon 232 (Tableau 1, Annexe 1) prélevé sur les leucogranites de la limite nord du massif de Millevaches donne un âge sur population de muscovite primaire (Fig. b, Planche VII) à $324,0 \pm 3,0 \text{ Ma}$ (Fig. d, Planche VIII). Ce résultat peut être interprété comme un âge K/Ar étant donné que 90% de l'argon cumulé a dégazé instantanément à haute température. La droite isochrone propose un âge similaire à $324,9 \pm 5,1 \text{ Ma}$ (Fig. e, Planche VIII).

L'analyse ponctuelle d'un monograin de muscovite (Fig. f, Planche VIII) donne six âges dont la moyenne pondérée est à $325,7 \pm 3,5 \text{ Ma}$.

Parallèlement, nous avons daté séparément sur section polie des clastes de muscovites primaires et des

zones de cisaillement de micas néoformés. Ces derniers se développent à basse température ($\sim 300^\circ\text{C}$) et marquent les derniers stades de l'activité des cisaillements. Les âges obtenus sont compris entre 340 Ma et 300 Ma (Fig. g, Planche VIII). Les clastes de muscovite fournissent des âges jeunes qui varient entre $297,5 \pm 4,0 \text{ Ma}$ et $313,8 \pm 3,4 \text{ Ma}$ semblables aux âges obtenus précédemment sur l'échantillon 246. Les résultats obtenus sur les zones de cisaillement (recrystallisation des micas) sont variables et dans l'ensemble un peu plus vieux que ceux acquis sur les clastes. Ces données ne sont pas logiques car les zones de cisaillement recrystallisées liées à la fin du fonctionnement des accidents devraient être plus jeunes. Nous pensons que ces résultats sont dus au dégazage des feldspaths adjacents à la zone de cisaillement qui fournissent de l'argon en excès, ou bien, aux fluides piégés dans les zones de cisaillement et porteurs d'excès d'argon.

III-6-a-ii. Jonction entre les décrochements de St Michel de Veisse et Felletin-La Courtine (Ech. 524 et 3)

L'échantillon 524 (Tableau 2, Annexe 1) est situé dans le coin NE du Millevaches (hameau des Conches). Il fait parti des rares leucogranites, avec ceux du Coq Hardi dont on fera la description ultérieurement, qui livrent des sens de cisaillement sénestres. L'échantillon 524 (Fig.c, Planche VII) a fait l'objet de datations par sonde laser sur section polie. Les âges obtenus sur les muscovites cisillées (clastes) sont compris entre $303,8 \pm 6,7 \text{ Ma}$ et $318,2 \pm 2,6 \text{ Ma}$. La moyenne pondérée est de $313,3 \pm 4,9 \text{ Ma}$.

L'échantillon 3 (Tableau 2, Annexe 1) a été prélevé sur la bordure NE du Millevaches au hameau du Coq Hardi à l'ouest de Felletin. Il représente les leucogranites mylonitiques de bordure dont le plan de foliation est orienté N110 avec un pendage de 60° sud. Comme l'échantillon 524 (Fig.c, Planche VII), les cisaillements observés suivant la linéation sub horizontale montrent des sens de cisaillement sénestres vers l'WNW. La mise en évidence dans les quartz de joints de grain à 90° (Fig.d, Planche VII) est en faveur d'une déformation chaude sub-solidus. Les âges obtenus sur section polie dans les zones de cisaillement (recrystallisation des micas) uniquement sont compris entre $306,5 \pm 1,6 \text{ Ma}$ et $324,95 \pm 1,4 \text{ Ma}$ (Fig. a, Planche IX).

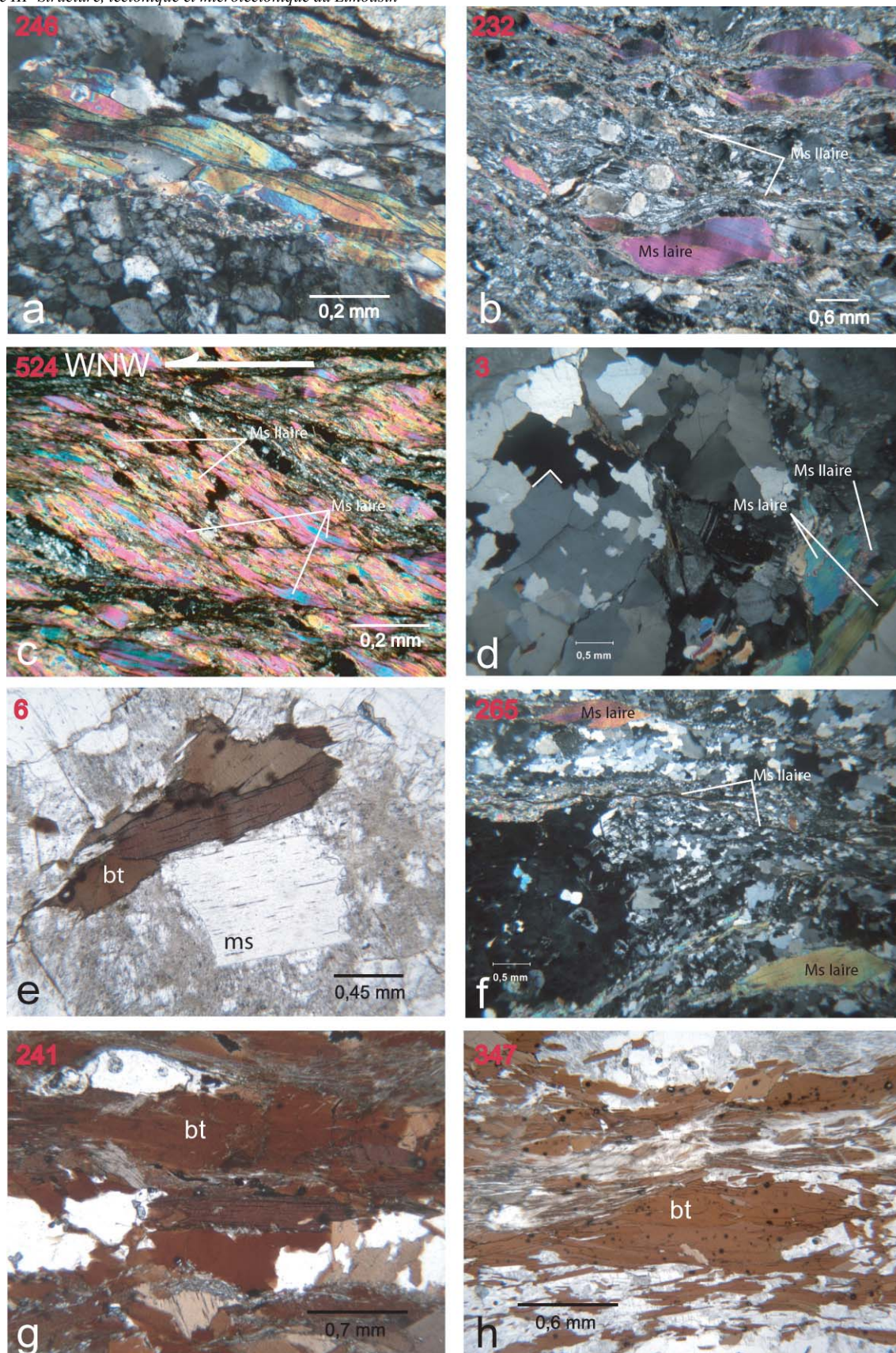


PLANCHE VII – Photographie des différents micas datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. a. Echantillon 246 montrant les micalfish formés par les muscovites magmatiques. b. Echantillon 232 où l'on distingue les recrystallisations secondaires de micas autour des muscovites primaires et dans les petites zones de cisaillement. c. Echantillon 524 mettant en évidence les bandes de cisaillement sénestres formées par les muscovites primaires et secondaires. d. Echantillon 3. Le quartz dont les joints de grain sont à 90° est typique d'une déformation sub-solidus de haute température. Recrystallisation de micas secondaires à partir des muscovites magmatiques. e. Echantillon 6. Biotites et muscovites magmatiques non déformées. A noter, la présence de zircons en inclusion dans les biotites. f. Echantillon 265 montrant les recrystallisations de quartz et de plagioclase dans les ombres de pression des feldspaths potassiques et les microshears à micas néoformées à partir des micalfishs primaires. g. Echantillon 241. Population de biotites en paragenèse avec la sillimanite. h. Echantillon 347. Population de biotites en paragenèse avec la sillimanite.

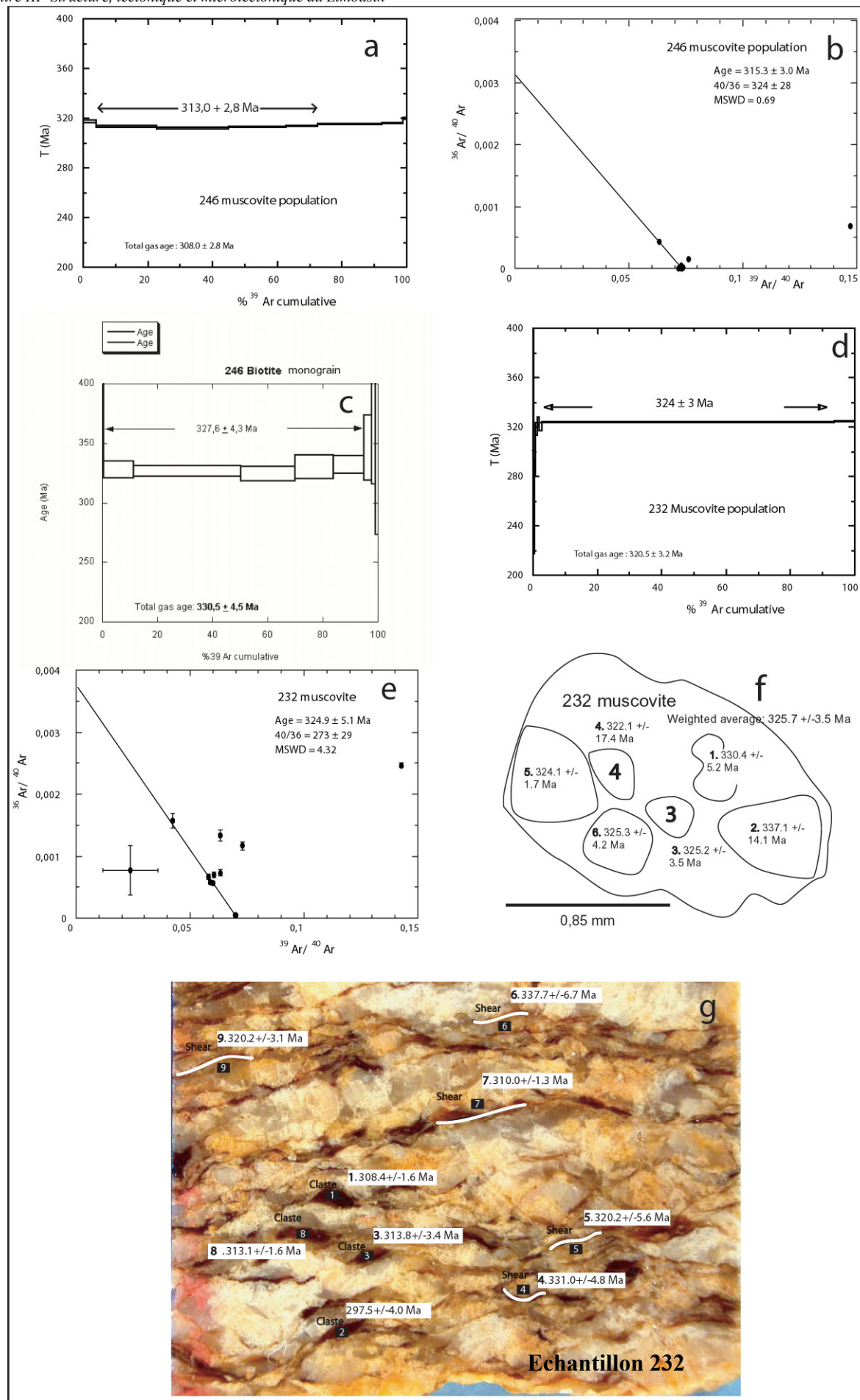


PLANCHE VIII – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques (éch. 246 et 232) du décrochement dextre de St Michel de Veisse.

III-6-a-iii. * Les **leucogranites non déformés** de la bordure NE du Millevaches, type Hyverneresse : **Echantillon 6** (Tableau 2 et 8, annexe 1) :

Les spectres d'âges obtenus sur les populations de biotite et de muscovite (Fig. e, Planche VII) montrent un excès d'argon à basse température (uniquement pour les muscovites) et à haute température (Fig. a et b, Planche X) relié de façon systématique pour les muscovites à une chute du rapport $^{39}\text{Ar K}/^{37}\text{Ar Ca}$ et une augmentation du rapport $^{38}\text{Ar Cl}/^{39}\text{Ar K}$ (Fig. c et d, Planche X).

Cet excès peu prononcé pour les muscovites permet de définir un âge plateau à **$322,2 \pm 3,0$ Ma** sur environ 70% de l'argon libéré (Fig. b, Planche X).

Pour les biotites, le spectre d'âges est beaucoup plus discordant, avec une croissance progressive des âges apparents compris entre 305 et 338 Ma. Pour 70% de l' ^{39}Ar libéré, ces âges se situent entre 317 et 322 Ma. Le traitement des données en diagramme isochrone permet de définir un âge par intercept de **$320,8 \pm 4,3$ Ma** (Fig. e, Planche X) avec un rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 450 ± 47

qui témoigne d'une contamination par de l'argon en excès. Cet âge est compatible avec celui fourni par la muscovite. Les perturbations du spectre de la biotite pourraient être reliées à la présence d'inclusions de zircons dans la biotite (Fig. e, Planche VII).

Compte tenu des températures de fermeture des différents systèmes (400°C pour la muscovite (Hames et Bowring, 1994) et 300°C pour la biotite (Harrison et al., 1985), un taux de refroidissement rapide est envisagé pour ces granites entre 400°C et 300°C.

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite donne un spectre moins perturbé que celui obtenu sur population mais on note ici encore une croissance régulière des âges qui varient entre 318 Ma et 331 Ma (Fig. f, Planche X).

Dans le diagramme isochrone, les points très radiogéniques sont regroupés sur l'axe des abscisses. Ils définissent cependant une droite isochrone qui donne un âge à **$322,8 \pm 3,5$ Ma** similaire aux âges obtenus sur population de biotite et de muscovite (Fig. g, Planche X).

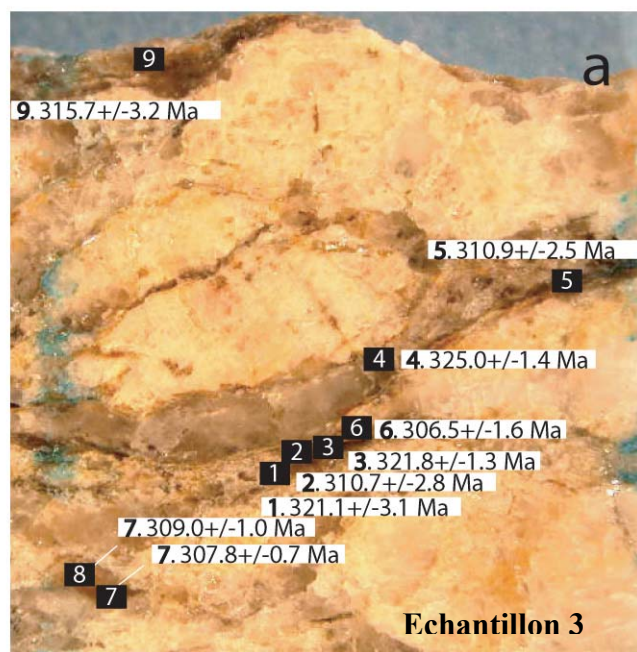


PLANCHE IX – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques (échantillon 3) du coin NE du massif de Millevaches.

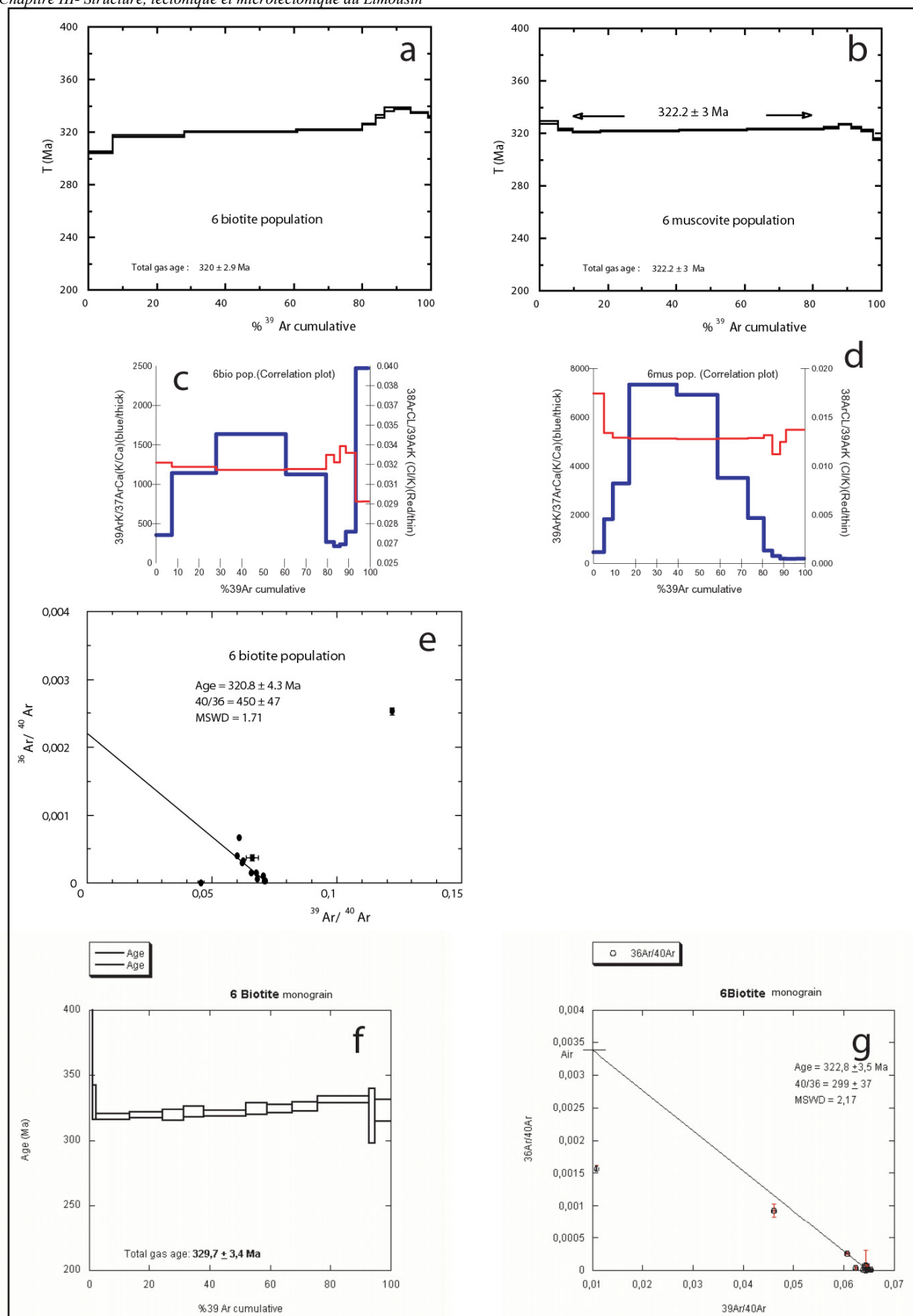


PLANCHE X – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques (échantillon 6) de la bordure NE du massif de Millevaches.

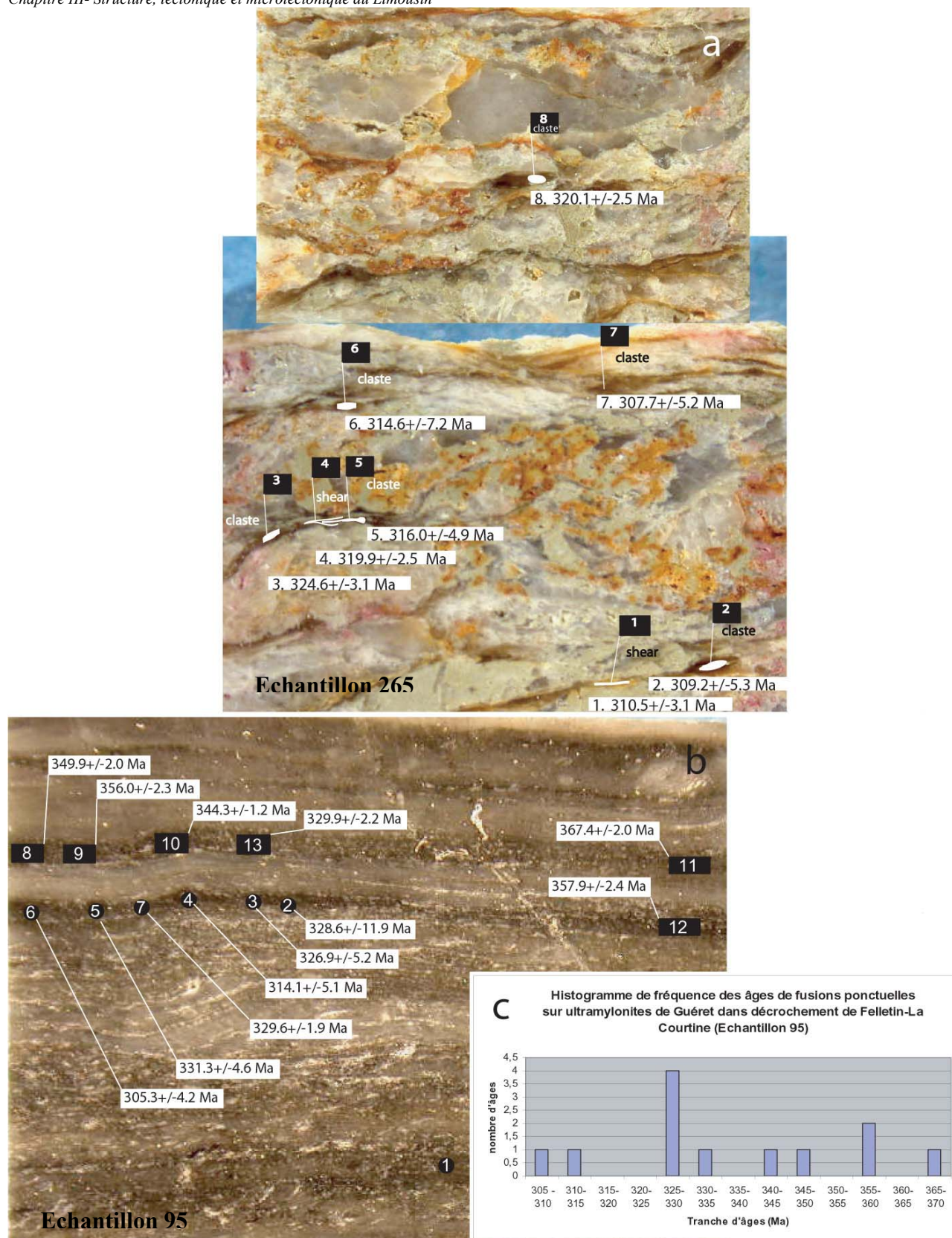


PLANCHE XI – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites et granites ultramylonitiques à biotite (échantillon 265 et 95) de la bordure NE du massif de Millevaches.

III-6-a-iii. ** Les **leucogranites déformés** par un mécanisme en **faille inverse vers le SW (phase 2) : Echantillon 265** (Tableau 2, annexe 1)

L'**échantillon 265** (Fig. c, Planche I) a fait l'objet d'une série de datations effectuées sur section polie par abrasion laser. Les résultats obtenus dans les zones de cisaillement et sur les micas en poisson (clastes) sont compris entre **$307,7 \pm 5,2$ Ma et $324,6 \pm 3,1$ Ma** (Fig. a, Planche XI). Il n'y a pas de différence significative entre les âges obtenus sur les clastes de muscovite et sur les micas néoformés dans les zones de cisaillement (Fig. f, Planche VII) à la fin de leur fonctionnement. Cette gamme d'âge est identique à celle que l'on obtient sur les leucogranites du Coq Hardi (§III-6-a-ii, échantillon 3) du coin NE du massif et dont la structuration est en décrochement sénestre.

La gamme d'âges entre **305 et 325 Ma** obtenue sur les échantillons déformés en faille inverse vers le SW (Ech. 265), en décrochement sénestre (Ech. 3 et 524) et dextre (Ech. 246 et 232) est similaire. Les âges de refroidissement des leucogranites non déformés (Ech. 6) sont inclus dans cet intervalle.

III-6-a-iii. *** Les **granites ultramylonitiques à biotite** (Fig. b, Planche III) **déformés en faille inverse vers le sud : Echantillon 95** (Tableau 3, annexe 1)

Les datations faites sur section polie par abrasion au laser sur les zones enrichies en micas, peuvent être assimilées à un âge sur roche totale. L'histogramme de fréquence des âges (Fig. c, Planche XI) ne montre aucun maximum significatif, les âges variant depuis **305 Ma à 367 Ma** (Fig. b, Planche XI). Notons toutefois un maximum entre 325 et 330 Ma.

Ces granites ultramylonitiques à biotite sont comparables d'un point de vue pétrologique aux granites de Villatange (Faciès Guéret au nord du Millevaches) datés à $353 \pm 5,8$ Ma sur monazite par la microsonde électronique (Rolin et al., en préparation). La grande variation des âges (de 305 Ma à 367 Ma) obtenue sur les ultramylonites de ces faciès pourrait refléter des phénomènes d'héritage d'argon dans les micas ou des effets de remobilisation de l'argon radiogénique depuis la mise en place des granites jusqu'aux derniers stades de mylonitisation.

III-6-b. Les gneiss à biotite-sillimanite des failles de St Michel de Veisse et de la Courtine

Trois échantillons ont été prélevés au sein des décrochements de St Michel de Veisse (Ech. 241) et de Felletin-La Courtine- Savennes (Ech. 40 et 347)

* **Echantillon 241** (Tableau 3, annexe 1)

Les populations de biotite de l'échantillon 241 (Fig. g, Planche VII) situé dans la faille de St Michel de Veisse et proche des leucogranites mylonitiques de l'échantillon 246 (§III-6-a-i), fournissent un palier unique à **$310,5 \pm 0,8$ Ma** pour 75% d' ^{39}Ar cumulatif (Fig.a, Planche XII). Les autres paliers obtenus à plus haute température (>600°C) donnent des âges autour de

320 Ma. Cette géométrie du spectre en bosse a été décrite par Ruffet et al. (1991), qui attribuent ce phénomène à un effet de recul de l' ^{39}Ar dans une biotite chloritisée induisant une augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

L'étude sur monograin de biotite par abrasion laser donne des âges compris entre **$307,7 \pm 4,1$ Ma et $321,3 \pm 4,3$ Ma** (Fig.b, Planche XII). La moyenne pondérée est de **$312,7 \pm 3,3$ Ma**. Ces âges sont similaires à ceux que nous avons obtenus sur les leucogranites mylonitiques de la faille décrochante de St Michel de Veisse.

* **Echantillon 40** (Tableau 3 et 8, annexe 1)

Les populations de biotite de l'échantillon 40 (observées Fig.a, Planche V) prélevé au sein de la faille de la Courtine dégaze à basse température 60% d' ^{39}Ar en un seul palier indiquant un âge de $315,4 \pm 2,9$ Ma (Fig.c, Planche XII). Cet âge obtenu en un seul palier n'a aucune signification. Les paliers de plus haute température produisent des âges autour de 320 Ma.

Un âge identique a été mis en évidence par dégazage progressif d'un monograin de biotite. Sept paliers représentant 80% du dégazage total de l' ^{39}Ar donne un âge plateau à **$317,3 \pm 3,3$ Ma** (Fig.d, Planche XII) qui présente une bonne corrélation avec la droite isochrone fournissant un âge à **$316,3 \pm 3,5$ Ma** (Fig.e, Planche XII).

* **Echantillon 347** (Tableau 3, 4 et 8, annexe 1)

Cet échantillon a été prélevé à proximité de Savennes (gorges du Chavanon), loin des massifs granitiques qui pouvaient engendrer une réhomogénéisation isotopique lors de leur mise en place. La zone de cisaillement dont il provient, constitue la prolongation SE du décrochement de Felletin-La Courtine.

Le plan de foliation de cet échantillon est orienté E-W et pend de 60° vers le nord. La linéation est sub horizontale. Les bandes de cisaillement à biotite et sillimanite confirment le mouvement en décrochement dextre.

Le dégazage des populations de biotite (Fig. h, Planche VII) montre un spectre perturbé où dès le premier palier 56% de l' ^{39}Ar est expulsé. Ce palier unique fournit un âge à **$341,3 \pm 3,2$ Ma** (Fig. f, Planche XII). Les paliers de plus haute température indiquent des âges plus vieux compris entre **340 et 355 Ma**.

Le dégazage progressif sur monograin confirme le comportement chaotique de ces minéraux qui laissent apparaître un spectre en creux et en bosse. Le spectre croît depuis des valeurs à 324 Ma jusqu'à 352 Ma (Fig. g, Planche XII). **$352,6 \pm 5,4$ Ma est interprété comme un âge minimum de fermeture initiale de la biotite qui subit une réouverture à un âge maximal de $324,8 \pm 2,6$ Ma.**

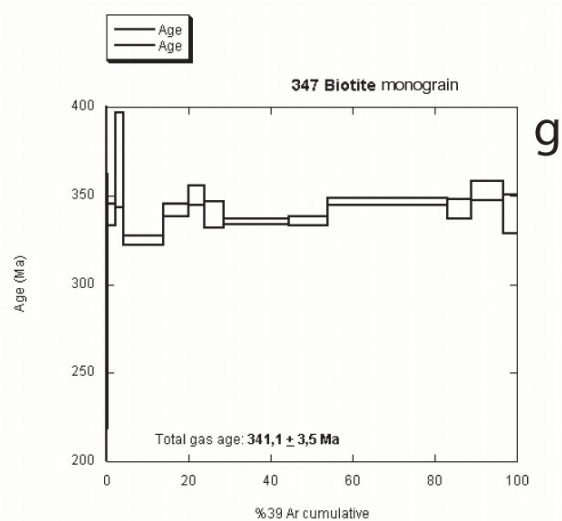
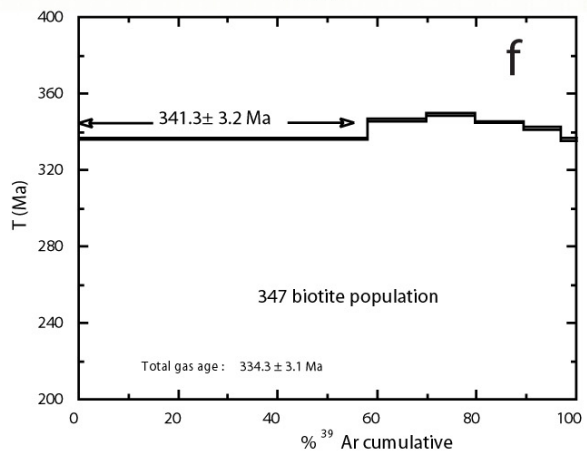
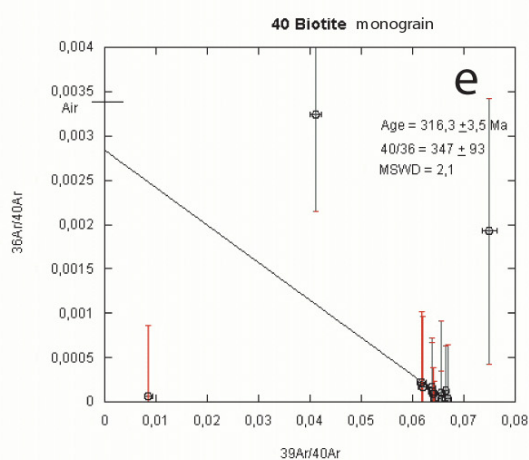
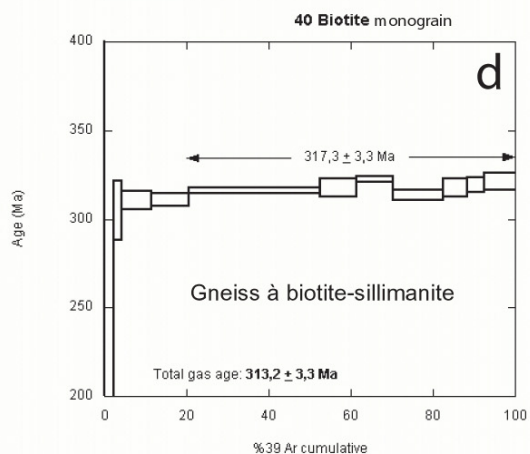
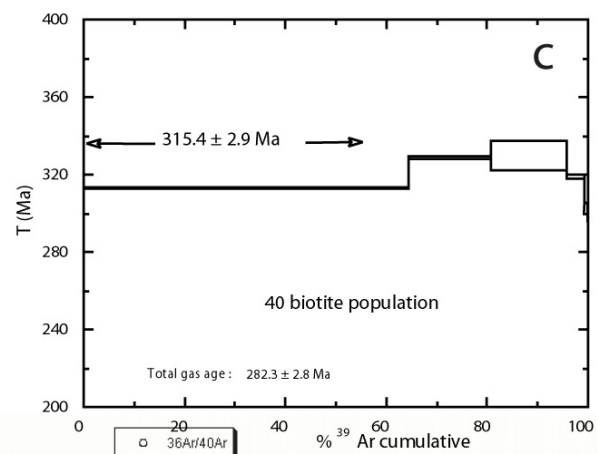
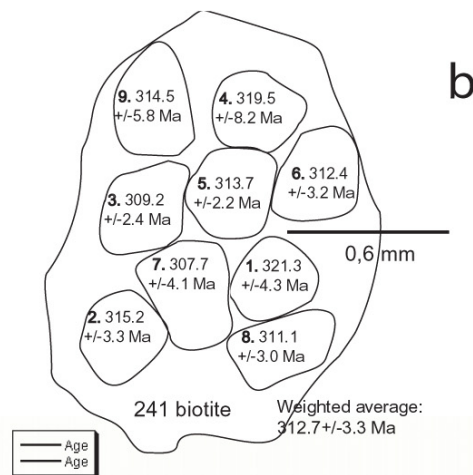
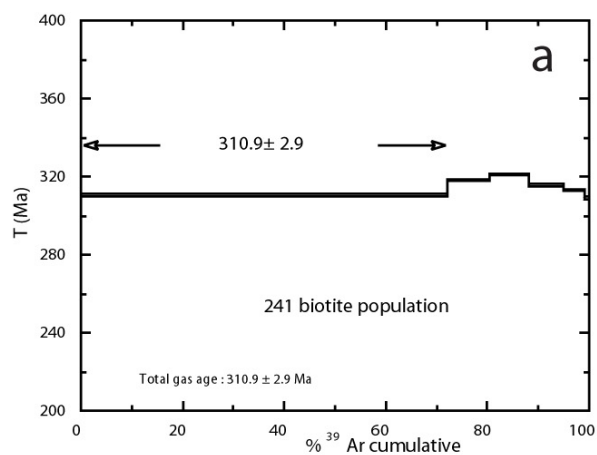


PLANCHE XII – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les gneiss à biotite-sillimanite (échantillon 241, 40 et 347) de la zone de cisaillement de St Michel de Veisse Felletin-La Courtine.

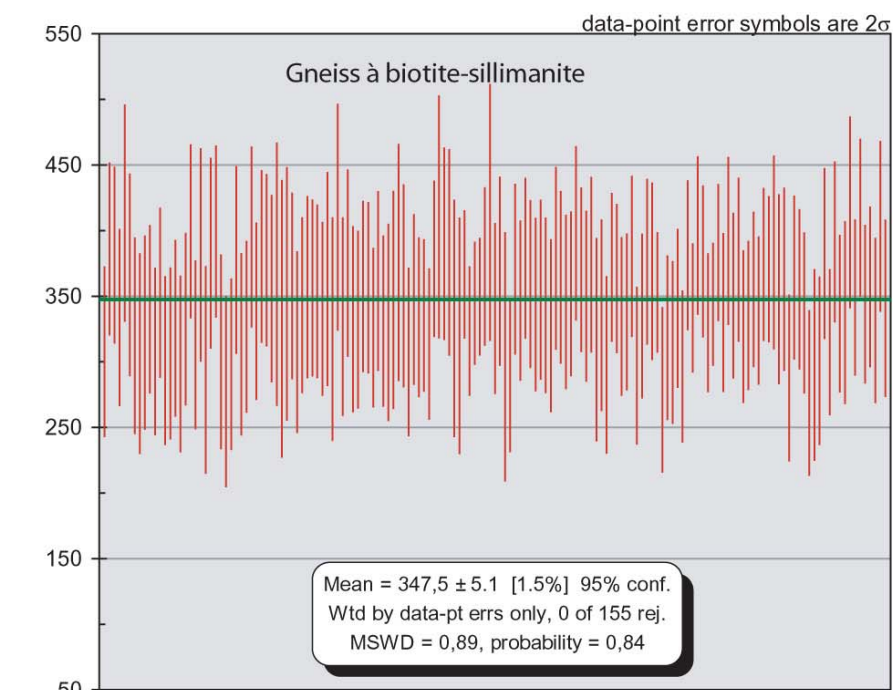


Fig. III-6 a :
Moyenne pondérée
des âges individuels
et barres d'erreur de
l'échantillon 381.

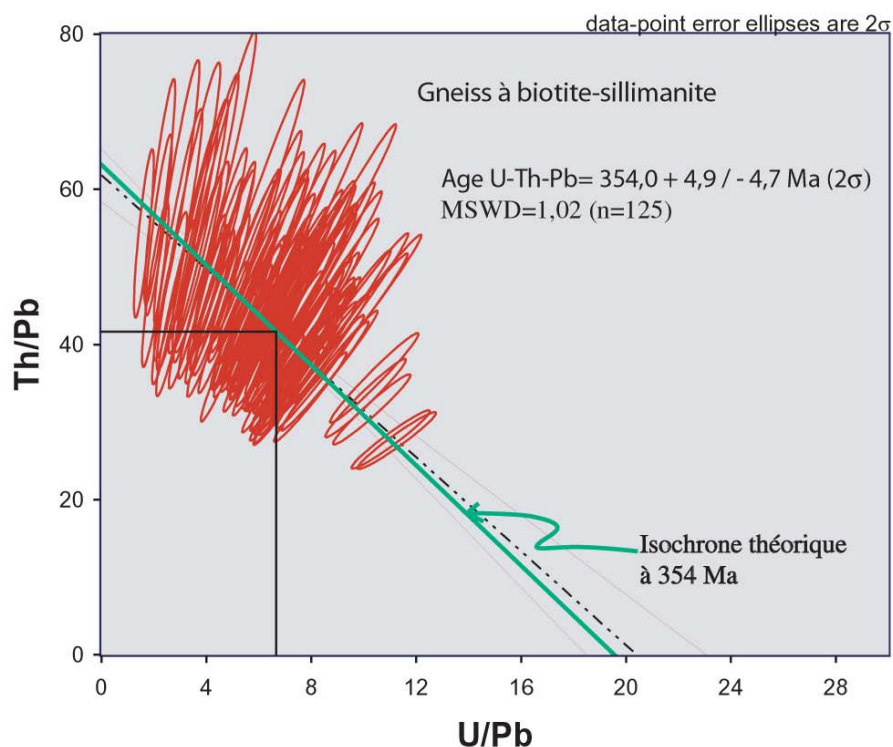


Fig. III-6 b :
Diagramme isochrone
Th/Pb=f(U/Pb).
Echantillon 381.

Intercept ages from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Th-Pb age, intercept with Th/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	Δi+	Age	ΔAge +	ΔAge -		
0	61,8	3.4	361,6	20,9	-18,7		
U-Pb age, intercept with U/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	Δ+	Δ-	Age	ΔAge +	ΔAge -	
20,08	0	2.97	1.61	345,1	29,0	-43,2	
U-Th-Pb age at weighted average point from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Pente	Δpente	Xbar	Ybar	Age	ΔAge+	ΔAge-	MSWD
-3.03	0.49	6.72295	41.4338	354,0	4.9	-4.7	1.02

Fig. III-6 c : Tableau récapitulatif des données du diagramme isochrone pour l'échantillon 381.

III-7. Résultats des datations U-Th-Pb à la microsonde électronique sur les monazites des gneiss à biotite-sillimanite (Fig. III-6a, b et c)

La procédure analytique et les méthodes de calcul sont décrites Chapitre II, § V-3.

* **Echantillon 381** (localisation, tableau 1, annexe 2)

Cet échantillon correspond à la série des gneiss à biotite-sillimanite. Prélevé à proximité du hameau de Marsouneix à l'est de Couffy-sur-Sarsonne (SE de La Courtine), il fait parti de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine qui se poursuit jusque dans les gorges du Chavanon. La paragenèse est à Qtz, Kfs, Pl, Bt, Sil, Crd. La foliation verticale est orientée N335 avec une linéation sub horizontale. Les critères de cisaillement parallèle à celle-ci montrent des sens de cisaillement dextres. La description détaillée de ces échantillons est donnée Chapitre III, § III-3-c. La moyenne pondérée effectuée sur 155 échantillons est de **347,5 ± 5,1 Ma** (Fig. III-6 a).

La droite isochrone indique un âge de **354,0 ± 4,9 / -4,7 Ma** (Fig. III-6 b). La moyenne pondérée et l'âge isochrone donnent des résultats identiques. La bonne répartition des points expérimentaux a permis de calculer une droite de régression. L'âge donné par la droite de régression peut être pris en considération du fait que les âges donnés par les rapports Th/Pb et U/Pb sont similaires aux marges d'erreur près (Fig. III-6 c).

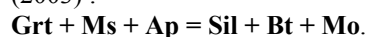
Ces résultats sont en accord avec les âges obtenus sur biotite par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les gneiss des gorges du Chavanon (Ech. 347, §III-7-b, Chapitre III) et du plateau d'Aigurande (voir ultérieurement, Ech. 331, IV-2-b-ii, Chapitre III). Compte tenu de la température de fermeture pour l'argon de la biotite à 300°C, **les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vers 350 Ma postdatent la déformation ductile cisailante à biotite-sillimanite contemporaine du stade syn-folial dont les conditions P-T ont été estimées à 669-750°C et à 6 – 8 Kb** (Mercier et al., 1992 ; § III-4).

L'assemblage à Bt-Sil peut provenir de la réaction discontinue dans le système KFMASH (Scheuven, 2002) **St + Ms + Qtz => Sil + Bt + Grt + H₂O ou melt.**

Qu'en est-il pour les monazites ?

La réaction ci-dessus ne tient pas compte des phases accessoires telle que la monazite.

L'assemblage à Grt-Bt-Sil-Ms-Pl-Qtz-Mnz-Ap observé dans des migmatites de la province de New Hampshire a fait l'objet d'une modélisation des réactions qui tiennent compte des phases majeures et accessoires (Piles et Spear, 2003). Le modèle de Gibbs montre que la monazite se développe avec l'augmentation de température suivant la réaction décrite par Piles et Spear (2003) :



La cristallisation des monazites pourrait être contemporaine du stade synfolial qui a donné lieu aux cisaillements à Bt-Sil.

Si tel est le cas, la température de fermeture de la monazite se situant entre 600-750°C (Copeland et al., 1988 ; Parrish, 1990), et celle de la biotite vers 300°C, on en déduit que le passage des deux isothermes s'est fait

dans un laps de temps très court **vers 350 Ma**, reflet d'une **exhumation rapide de cette unité de gneiss**.

Cette hypothèse est en accord avec Mercier et al., (1992) qui indiquent qu'à partir du stade synfolial, l'Unité des gneiss à Bt-Sil (Unité Inférieure des Gneiss) subit une évolution métamorphique dans des conditions rétro-morphiques sous l'influence d'un phénomène d'exhumation.

La phase majeure d'épaississement crustal est donc déjà achevée à 350 Ma.

III-8. Conclusions préliminaires sur l'accident de Felletin-La Courtine

Schéma d'évolution de cet accident majeur :

- **355-350 Ma** : Initiation de l'accident de Felletin-La Courtine avant la mise en place des granites à deux micas (leucogranites) et des granites à biotite de type Guéret (Fig. III-7A et B).

* Ces âges sont révélés par les monazites des gneiss à biotite-sillimanite datées par la méthode chimique U-Th-Pb (Ech. 381, § III-7) et par les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des biotites de ces mêmes gneiss (Ech. 347, § III-7-b et 331, § VI-2-b-ii).

- **356 ± 10 Ma** : Mise en place des granites de Guéret (méthode Rb/Sr ; Berthier et al., 1979) dans la zone de cisaillement.

* Age confirmé par la datation chimique sur monazite à **353 ± 5.8 Ma** (Rolin et al., en préparation) des granites de Villatange (Guéret au nord du Millevaches) similaires d'un point de vue pétrologique à l'échantillon 95 (§III-6-a-iii. ***)

* Mise en place syntectonique (Fig. III-7C) confirmée par les O.P.R. du quartz des ultramylonites et mylonites de ces granites (échantillon 95-375 et 12, § III-5, fabrique du quartz acquise entre 400°C et 700°C).

* Le même type de déformation ultramylonitique dans le décrochement dextre de St Michel de Veisse indique que les zones de cisaillement de Felletin-La Courtine et de St Michel de Veisse étaient en continuité vers 350-355 Ma.

* Les études gravimétriques et A.S.M. effectuées sur les granites de type Guéret (Jover, 1986 ; Gébelin et al., 2004, Gébelin et al., soumis et Chapitre IV) mettent en évidence un laccolite dont l'épaisseur n'excède pas quelques centaines de mètres au nord du Millevaches.

Ces résultats gravimétriques favorisent un modèle en laccolite de faible épaisseur sub horizontale, mais ne permet pas de situer les zones d'alimentation et de provenance des magmas. Le jeu syn magmatique des failles de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine montre qu'elles pourraient constituer des conduits d'alimentation possibles pour la remontée des magmas dans la croûte.

- Perturbation du mécanisme en décrochement dextre de la faille lors de la mise en place des granites de Guéret qui enregistrent localement un mouvement en faille inverse vers le sud (Fig. III-7C).
- **335 Ma** : Limite maximale du refroidissement des granites de Guéret. La discordance des tuffs anthracifères sur les granites de Guéret indique que ces derniers étaient déjà refroidis à 335 Ma (Faure, 1995).
- **320 Ma** : Mise en place syntectonique des granites à deux micas du Millevaches
 - *La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des micas des leucogranites non déformés du coin NE du Millevaches (Ech. 6, § III-6-a-iii. *) suggère un taux de refroidissement rapide pour ces granites entre 400°C et 300°C, probablement peu éloigné de leur âge de mise en place.
 - *Age à 320 Ma confirmé par la datation U/Pb sur zircon des granites à deux micas de Chasselins – Goutelle (idem que Ech. 6) à 320 ± 5 Ma (Rolin et al., en préparation)
 - *Age à 320 Ma cohérent avec âge de mise en place des granites à deux micas des Pradines daté sur monazite et zircon à 313 ± 4 Ma par la méthode U/Pb (voir Chapitre IV).
 - *Mise en place syntectonique validé par i) l'étude des O.P.R. du quartz des petites zones de cisaillement de l'échantillon 188 (§ III-5) et ii) la gamme d'âges entre 305 et 325 Ma obtenue sur les mylonites des leucogranites de la bordure NE du Millevaches.
- Réhomogénéisation des biotites des gneiss à biotite-sillimanite qui enregistrent des âges de refroidissement autour de 315 Ma (Ech. 40 et 241, § III-6-b) dans les décrochements de St Michel de Veisse et Felletin-La Courtine. (L'échantillon 347 loin de toute intrusion granitique a conservé son âge de refroidissement initial).
- Bombement du coin NE du Millevaches (Fig. III-7E), cisaillements sénestres et dextres et mouvements en faille inverse vers le SW enregistrés dans les mylonites des leucogranites du NE du massif sont le résultat d'une déformation en aplatissement.

Nous proposons que cette déformation coaxiale (axe Z orienté NE-SW) est liée à la mise en place du SW vers le NE des granites à deux micas du Millevaches contre le massif granitique de Guéret refroidi. Nous discuterons ultérieurement du rôle du décrochement des Pradines dans la mise en place des granites à deux micas du Millevaches.

La zone de cisaillement de Felletin-La Courtine peut aussi avoir joué le rôle de conduit d'alimentation pour ces granites à deux micas.
- Synchronisme des accidents de Felletin-La courtine et de St Michel de Veisse entre 305 et 320 Ma confirmé par les âges similaires obtenus sur les mylonites de granites à deux micas.
- **305-300 Ma** : Fin du fonctionnement de l'accident de Felletin-La Courtine.

*Cette période est estimée à partir des âges les plus jeunes obtenus sur section polie dans les zones de cisaillement recristallisées (Ech. 524, 3).

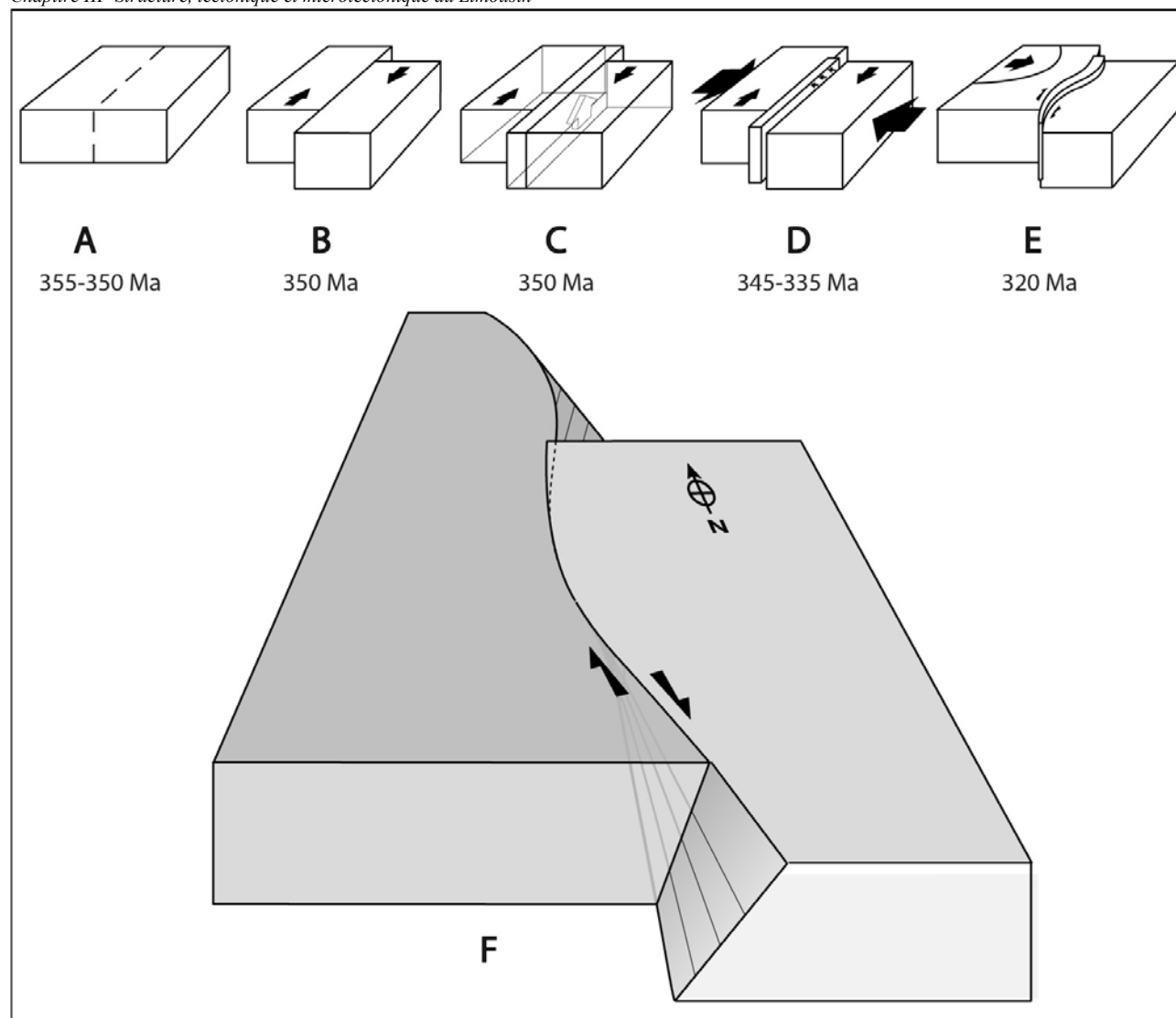


FIG. III-7 – Schéma illustrant les étapes successives ayant conduit à la structuration complexe de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine. A : Initiation de l'accident de Felletin –La Courtine à 355-350Ma à la suite de la phase majeure d'épaississement crustal. B : 350 Ma Fonctionnement du décrochement dextre. C : Mise en place syntectonique des granites de Guéret à 350 Ma. D : Structuration des granites de Guéret au cours de leur refroidissement (de ~345 à ~335 Ma) qui enregistrent par endroit un léger mécanisme en faille inverse vers le Sud. E : Mise en place syntectonique vers 320 Ma des granites à deux micas (ou leucogranites), formant actuellement le massif de Millevaches. Ces derniers venant butés contre les granites de type Guéret déjà refroidis à 335 Ma induisent une forte composante coaxiale à l'origine des mouvements décrochant dextres (phase 1) et sénestres mais également des mouvements rétroactifs inverses vers le SW (Phase 2). F : Allure générale actuelle de la faille avec mise en évidence du bombement (en haut à gauche) crée par les granites à deux micas lors de l'activité de la faille.

IV. La zone de cisaillement ductile des Pradines au cœur du massif de Millevaches

IV-1. Structure et géométrie du décrochement dextre des Pradines

Le massif granitique de Millevaches est recoupé dans sa longueur par un grand décrochement ductile d'épaisseur plurikilométrique (jusqu'à 6 km). Cette zone mylonitique ou « faille des Pradines » est un objet structural de grande envergure de direction NNW-SSE parallèle à la longueur du massif de Millevaches (Fig. III-8).

Dans la commune de Sarran (Fig. III-2 et III-8) en Corrèze, les leucogranites mylonitiques affectés par ce grand linéament présentent une foliation verticale orientée N-S qui porte une linéation horizontale. L'orientation de la foliation peut varier légèrement et devenir NNW-SSE avec un pendage variant entre 90° et 55° (Fig. a, Planche XIII). La déformation ductile se caractérise par des structures C-S dextres très pénétratives. L'abondance des bandes de cisaillement C ainsi que l'angle C-S (entre 25° et 30°) sont constants dans la masse leucogranitique et définissent un faciès très homogène à l'échelle de l'affleurement (Fig. b, Planche XIII). Les microstructures C-S indiquent un sens de cisaillement dextre (Fig. b, c et d, Planche XIII). Elles sont formées par de grandes plages de biotite et de muscovite qui délimitent des rubans de quartz polycristallins (Fig. c, Planche XIII). Ces derniers présentent en lame mince des joints de grains à 90°C (Fig. e, Planche XIII) décrits par Gapais et Barbarin (1986) et Tommasi et Vauchez (1994) comme étant des structures sub solidus. L'aspect très pénétratif des microstructures C-S suggère que les plans C et S se soient formés en même temps. Par définition, il s'agit de vraies structures C-S et non de bandes de cisaillement. La composition des muscovites analysées à la microsonde électronique (Tableau 10, annexe 1) tombe dans le champ des muscovites magmatiques (Fig. f (Ech. 356), Planche XIII) du diagramme ternaire FeO+MnO, TiO₂ et MgO de Miller (1987). L'ensemble de ces observations permet de conclure que la mise en place des

leucogranites est syntectonique du décrochement ductile dextre des Pradines.

A l'est de l'axe NNW-SSE des Pradines, les granites à biotite porphyroïdes présentent une texture magmatique (Fig. g, Planche XIII). La foliation des granites passe d'une orientation NNW – SSE au cœur de la faille à une direction NW-SE à WNW-ESE en s'éloignant vers l'est. Ce changement d'orientation de la foliation est conforme à une torsion due au décrochement dextre de la faille des Pradines.

Plus au nord, à l'est de Treignac (Fig. III-2), (hameau de Lestard), le décrochement affecte les micaschistes qui montrent de belles structures C-S dextre (Fig. h et h', Planche XIII). Cette observation sous entend que le décrochement a fonctionné et a affecté la croûte avant la mise en place des leucogranites.

Au moulin de Naud (Fig. III-2), la fusion partielle affecte les micaschistes. Les divers stades y sont représentés : i) micaschistes indemnes de toute trace d'anatexie (paléosome) ii) l'anatexie affecte les micaschistes lit par lit (métatexite) (Fig. a et c, Planche XIV), iii) franchissement du seuil d'interconnection des fluides, le leucosome recoupe la foliation, iv) genèse d'un leucogranite (néosome) (Fig. b, Planche XIV).

On distingue quelquefois des enclaves de micaschistes au sein des leucogranites (Fig. b, Planche XIV). L'observation de structures C-S dextres (Fig. a, Planche XIV) dans les métatexites confirme que l'anatexie s'est effectuée pendant le fonctionnement du décrochement des Pradines.

En accord avec Lameyre (1966), Cuney et al. (1990) et Shaw (1991), les affleurements du moulin de Naud confirment que les leucogranites du massif de Millevaches résultent de la fusion crustale.

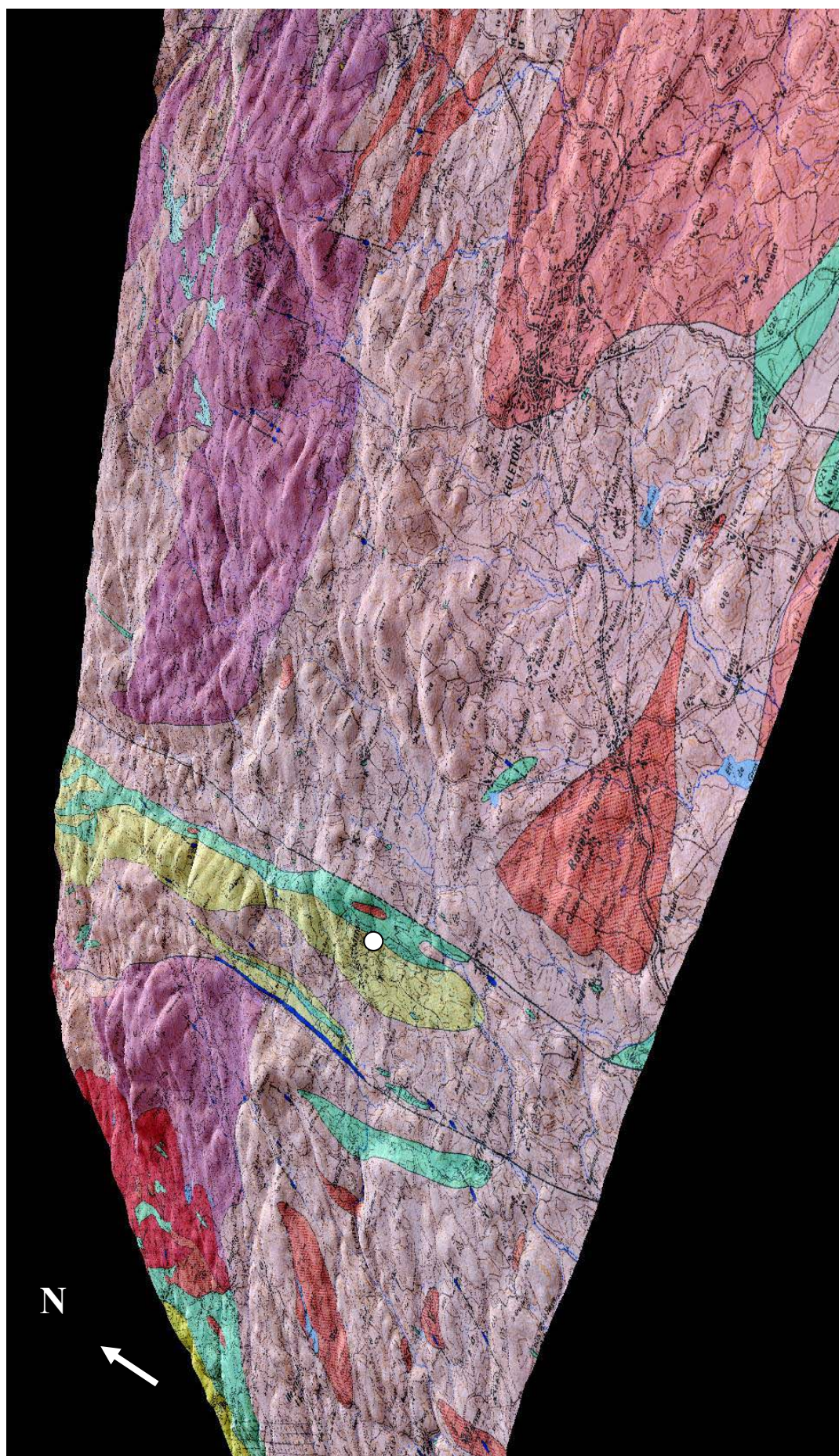


FIG. III-8 – Carte morphologique de Meymac (Corrèze) à laquelle est superposée la carte géologique au 1/ 50000 mettant en évidence le décrochement dextre des Pradines. Le point blanc localise le village de Sarran.

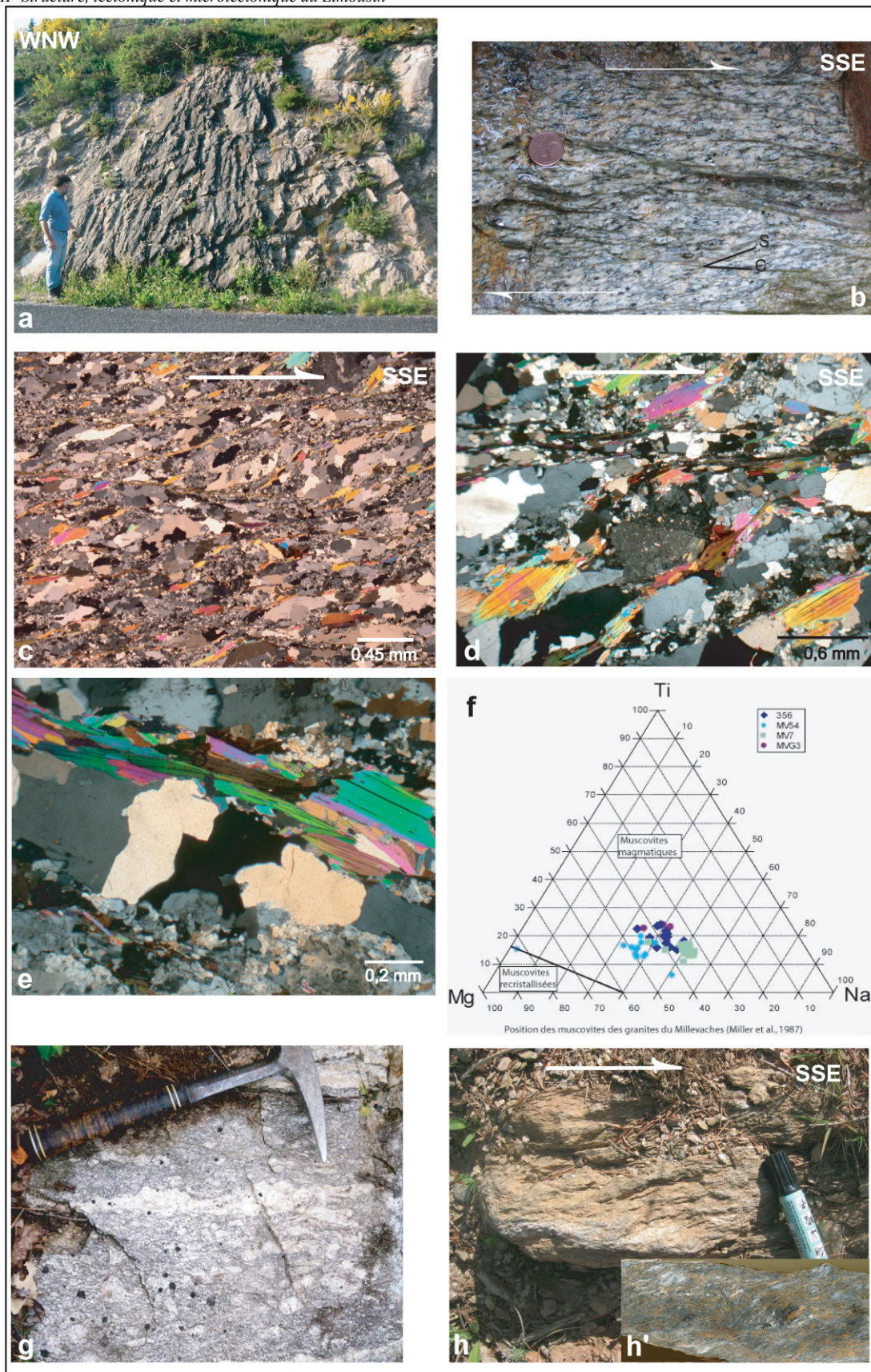


PLANCHE XIII – Photographies illustrant la faille des Pradines à l'échelle du macroéchantillon et de la lame mince. a. Affleurement montrant les leucogranites affectés par le décrochement dextre des Pradines. Le pendage de la foliation varie entre 55° et 70° vers l'ouest. b. Microstructures C-S indiquant un sens de cisaillement dextre à l'échelle de l'affleurement (Localité de Sarra). c. Microstructures C-S à l'échelle de la lame mince. d. Microstructures C-S à l'échelle de la lame mince. e. Microstructures du quartz montrant des contours rectangulaires qui forment un réseau réticulaire ou en mosaïque typique d'une déformation de haute température. f. diagramme ternaire FeO+MnO, TiO₂ et MgO de Miller (1987) montrant que les muscovites des leucogranites des Pradines (Ech. 356) se placent dans le champ des muscovites magmatiques. g. Granites à biotite porphyroïdes affectés par la faille des Pradines à proximité de la localité de Gourdon-Murat. h. Structures C-S dans les micaschistes affectés par le décrochement dextre des Pradines à l'échelle de l'affleurement. h'. Même échantillon que h scié.



PLANCHE XIV – Photographies illustrant les phénomènes de fusion partielle dans l'axe du décrochement des Pradines et les granulites associées de la partie Nord du Millevaches. a. Micaschistes subissant le phénomène de fusion partielle lit par lit pendant le fonctionnement du décrochement dextre des Pradines. A noter les belles structures C-S. b. Affleurement mettant en évidence des enclaves de micaschistes à foliation sub verticale au sein du leucosome correspondant aux leucogranites. c. Fusion partielle des micaschistes sur un échantillon scié. d. Affleurement des granulites plissées du hameau des grands Janon à proximité de St Pierre-Bellevue dans la partie nord du Millevaches. e. Mise en évidence des parties paléosomes et leucosomes dans les granulites. f. Détail du leucosome appelé aussi leucogranite à grenat-cordierite montrant des grenats centimétriques. g. Grenats cisailés dextres dans les granulites. h. Microplis d'entraînement formés par les rubans de quartz et de grenat dans les micaschistes granulitiques en partie fondus indiquant un sens de cisaillement dextre parallèlement à la linéation.

A proximité de St Pierre-Bellevue (Fig. III-2), des formations micaschisteuses (Fig. d, Planche XIV) affleurent suivant un allongement NNW-SSE dans la prolongation nord du décrochement dextre des Pradines. Ces micaschistes présentent une foliation sub verticale orientée NNW-SSE qui porte une linéation subhorizontale. Les critères de cisaillement associés indiquent un mécanisme en décrochement dextre (Fig. g et h, Planche XIV). La paragenèse à feldspath potassique, plagioclase, quartz, biotite, cordiérite, grenat et sillimanite indique que ces roches ont subi un métamorphisme dans les conditions du faciès granulite. Ces granulites sont constituées de deux parties (Fig. e, Planche XIV) : le paléosome dont la paragenèse est à Kfs-Pl-Qtz-Bt-Crd-Grt-Sil+Il+Sp et un leucosome à Kfs-Pl-Qtz-Grt-Crd+Bt+Sil+To+Sp (Fig. e et f, Planche XIV). La description détaillée de ces formations est donnée au chapitre IV, §II-3.

Les conditions thermobarométriques du métamorphisme granulitique sont estimées à 700°C - 850°C et à 5 - 6 kbars (chapitre IV, §II-3).

IV-2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des leucogranites mylonitiques des Pradines : Echantillon 356 (Tableau 4 et 8, annexe 1)

(voir description de la technique analytique Chapitre II, §V-1 ; et localisation des échantillons Fig. III-2, Tableau 9, annexe 1)

L'échantillon 356 a été prélevé près de la localité de Sarraz (Fig. III-2) (Corrèze) dans le but de contraindre la période de fonctionnement du grand décrochement dextre des Pradines. Les échantillons analysés correspondent aux faciès les plus déformés (Fig. b, Planche XIII). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite et muscovite permettent de dater le passage des isothermes 300°C et 400°C respectivement (Harrison *et al.*, 1985 ; Hames et Bowring, 1994). Les observations précédentes montrent que la déformation mylonitique est de haute température entre 500 et 700°C. En supposant que le refroidissement est rapide et que la cinématique dextre perdure au stade fragile/ductile, les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peuvent être interprétés comme des âges de mylonitisation.

Le dégazage progressif des populations de biotite et de muscovite fournit des spectres d'âges perturbés avec des excès d'argon à haute température pour les biotites. Le spectre obtenu sur les populations de biotite montre que 85% du dégazage s'est effectué au cours des quatre premiers paliers à basse température (entre 450°C et 600°C) donnant des âges compris entre 305 et 315 Ma (Fig. a, Planche XV).

Les premiers paliers des populations de muscovite fournissent un âge de 310,2 ± 2,9 Ma pour une quantité d' ^{39}Ar cumulée de 43% (Fig. b, Planche XV). Le palier suivant qui correspond à 20% de l' ^{39}Ar dégazé est caractérisé par une augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les paliers suivants fournissent des âges compris entre 312 et 315,5 Ma.

Les droites isochrones fournissent des âges similaires de 307,9 ± 4,1 Ma pour les biotites (Fig. c, Planche XV) et

de 313,7 ± 3,1 Ma pour les muscovites (Fig. d, Planche XV).

Le dégazage progressif par sonde laser d'un monograin de biotite montre que son comportement est identique à celui observé sur population avec pour caractéristique un fort dégazage à basse température puisque 90% d' ^{39}Ar est dégazé dans les quatre premiers paliers. On obtient un âge plateau à 313,4 ± 7,6 Ma (Fig. e, Planche XV). Une droite isochrone ne peut être définie car les points définissant le plateau, sont tous regroupés près de l'axe des abscisses (Fig. f, Planche XV).

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus par fusion ponctuelle sur un monograin de muscovite sont compris entre 303 ± 3 Ma et 310,9 ± 5,3 Ma (Fig. g, Planche XV). Le premier point à 326,1 ± 13,6 Ma est lié à une pollution de surface avec 16% d'argon atmosphérique. La moyenne pondérée fournit un âge à 305,8 ± 3,3 Ma.

La cartographie d'âge établie par l'analyse ponctuelle sur un monograin de biotite laisse apparaître une variation importante des âges compris entre 284 ± 6 Ma et 345 ± 10 Ma (Fig. h, Planche XV). Les âges les plus vieux (333,5 ± 4,9 Ma et 345 ± 10 Ma) sont liés à une augmentation du rapport $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (tableau 4, annexe 1) et témoignent de la présence de chlore et de fluides enrichis en ^{40}Ar à l'origine des âges élevés. Du fait de l'absence de chlore à l'analyse microsonde (tableau 10, annexe 1), il est difficile de connaître l'origine de l'augmentation du rapport $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La moyenne pondérée donne un âge de 315,07 ± 3,8 Ma. Les âges obtenus sur muscovite présentent une variation moins importante que ceux acquis sur les biotites et nous permettent d'estimer la fin de fonctionnement du décrochement des Pradines entre 300 et 320 Ma. Cependant la faible différence d'âge, enregistré par ces deux types de micas montre que le **refroidissement de ces leucogranites a été rapide entre 300°C et 400°C.**

IV-3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granulites de Saint Pierre-Bellevue : Echantillon 404 (tableau 5, annexe 1)

Le dégazage progressif des populations de biotite provenant du **paléosome** révèle un spectre d'âges extrêmement perturbé qui donne un âge total de 312,0 ± 2,9 Ma (Fig. a, Planche XVI) pour des valeurs comprises entre 310 et 327 Ma. Les diagrammes Ca/K et Cl/K en fonction du pourcentage d' ^{39}Ar libéré témoignent d'une structure cristallogénique complexe de ces biotites (Fig. b, Planche XVI). A chaque augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ correspond une chute du rapport $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ Ca. La droite isochrone donne un âge à 318,6 ± 3,8 Ma (Fig. c, Planche XVI) similaire à l'âge total fourni par le spectre d'âges.

L'analyse sur section polie (tableau 5, annexe 1) des biotites en équilibre avec le grenat, la cordiérite et la sillimanite fournit des âges compris entre 313,5 ± 1 Ma et 317,5 ± 5,8 Ma qui sont cohérents avec les âges U/Pb à 315 ± 4 Ma décrits Chapitre IV.

L'analyse sur section polie (tableau 5, annexe 1) des biotites du **leucosome** en équilibre avec le grenat donne un âge à 308,4 ± 0,8 Ma.

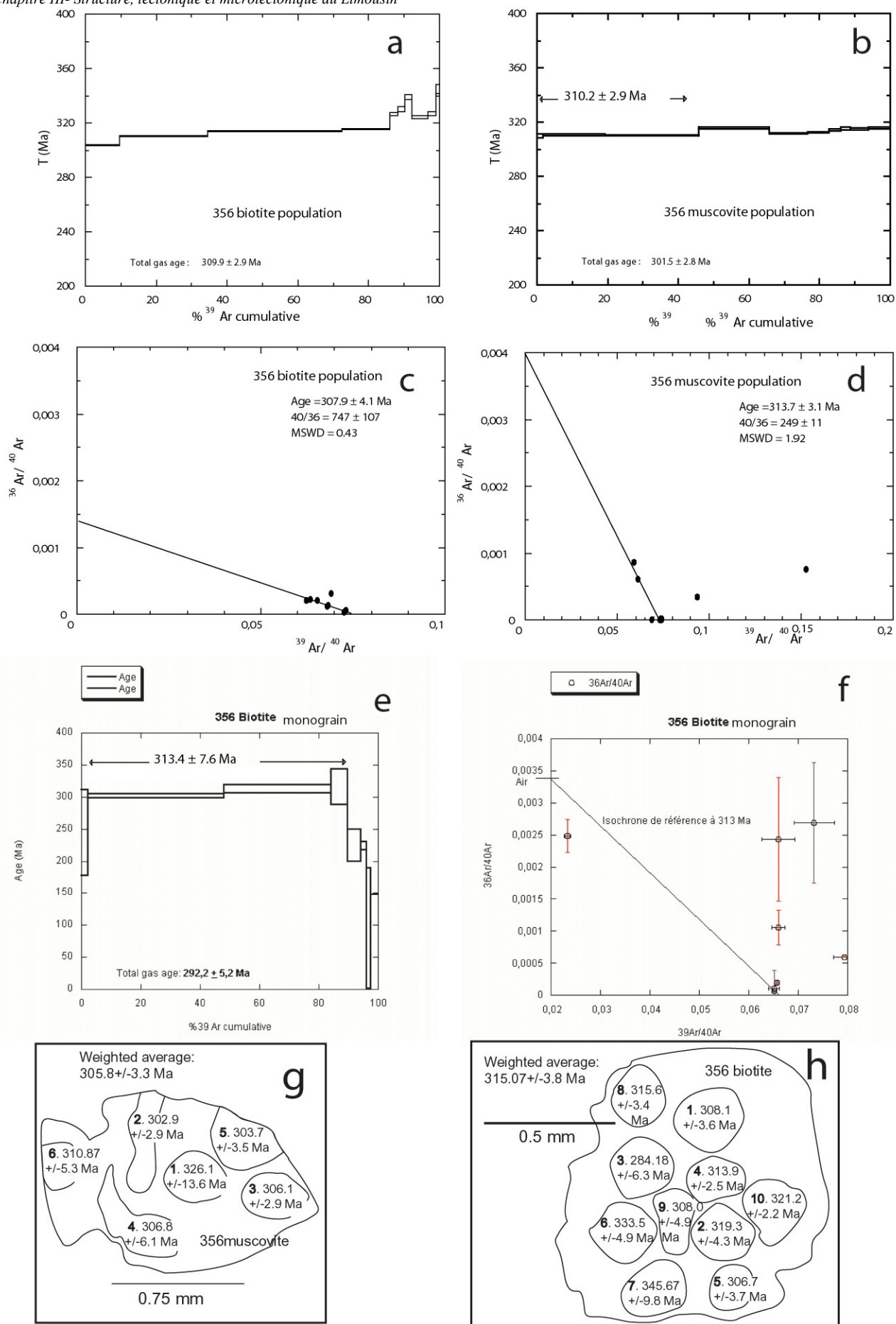


PLANCHE XV – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques du décrochement des Pradines

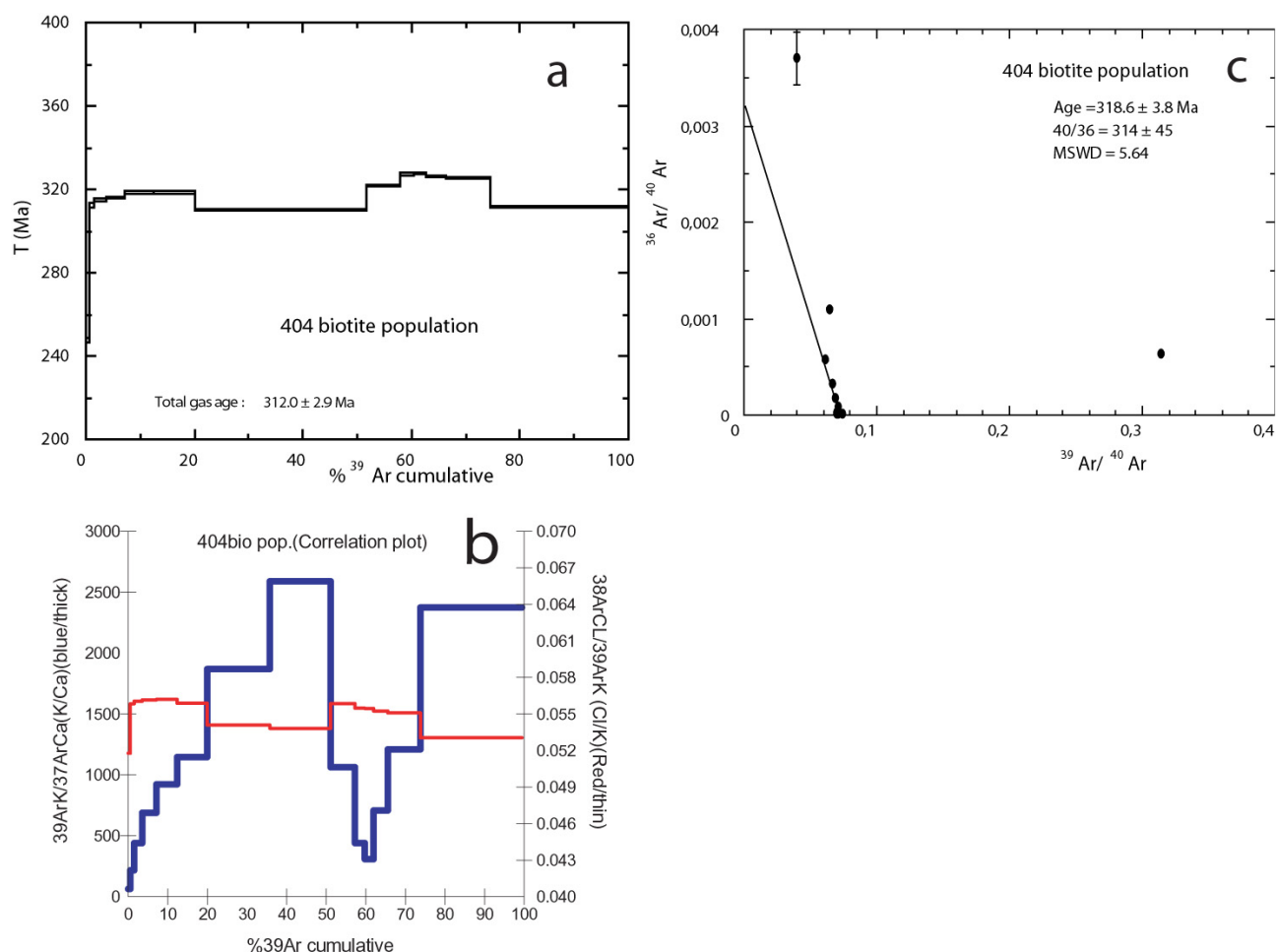


PLANCHE XVI – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les biotites des granulites du Grand Janon (Nord du Millevaches)

IV-4. Conclusion sur les âges obtenus dans le décrochement dextre des Pradines

Les micas des leucogranites mylonitiques du décrochement dextre des Pradines (Echantillon 356) fournissent des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ autour entre 300 et 320 Ma. Les données argon à 300-320 Ma acquises sur les biotites et les muscovites datent le passage des isothermes 300°C et 400°C qui intervient après l'étape de mylonitisation principale. Les données argon sont en accord avec les datations U/Pb (voir Chapitre IV) qui indiquent un âge de mise en place à 315 Ma. Ces résultats indiquent un refroidissement rapide des leucogranites depuis leur mise en place. La mylonitisation est donc synchrone de la mise en place des leucogranites des Pradines.

Les âges argon obtenus sur le paléosome des granulites affectées par le décrochement des Pradines sont identiques à celui acquis sur le leucosome et sont en bon accord avec les résultats obtenus par la méthode U/Pb (voir Chapitre IV) qui date le métamorphisme granulitique autour de 315 Ma. L'ensemble de ces résultats est également cohérent avec ceux des

leucogranites mylonitiques des Pradines. Ces trois échantillons sont donc en étroite relation. **La structuration en décrochement dextre des granulites et du leucosome correspondant est donc contemporaine de la mise en place des leucogranites des Pradines vers 315 Ma (Chapitre IV).**

IV-5. Autres datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur des échantillons de granites non ou peu déformés à proximité de l'accident des Pradines

IV-5-a. Les leucogranites non déformés au coeur du massif : **Echantillon MVG3** (Tableau 5, annexe 1)

Couplée à l'analyse des mylonites, la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des leucogranites non déformés permet de mieux appréhender la chronologie relative entre l'âge de refroidissement des magmas et la période de fonctionnement des zones de cisaillement. Dans le cas où les biotites et les muscovites des leucogranites non

déformés présentent des âges similaires, on supposera (compte tenu des températures de fermeture de chacun) un refroidissement rapide de ces granites. Si ces âges sont proches des âges de mylonitisation, on suggérera une mise en place syntectonique pour ces granites.

Ces leucogranites non déformés présentent une granulométrie moyenne. Le quartz est abondant, le plagioclase (oligoclase) est xénomorphe, le microcline très rare est également xénomorphe. La biotite et la muscovite sont automorphes. Les biotites sont parfois chloritisées et présentent des inclusions de zircons et/ou monazites.

Les échantillons analysés proviennent du petit hameau de Commerly situé au sud de la ville de Bugeat (Fig. III-2) en Corrèze. Ils ont fait tout d'abord l'objet d'un dégazage progressif sur population de muscovite dont le spectre d'âges présente une typologie particulière. Après une série d'âges discordants et représentant moins de 12% de l' ^{39}Ar total, s'individualise un palier unique à $322,1 \pm 3,0 \text{ Ma}$ (Fig. a, Planche XVII).

L'âge de $322,1 \pm 3,0 \text{ Ma}$ obtenu sur les muscovites magmatiques correspond à un **âge K/Ar**, toute la quantité d'argon contenu dans le minéral ayant dégazé à haute température. Compte tenu des marges d'erreur, l'isochrone correspondante fournit un âge semblable à $330,2 \pm 5,2 \text{ Ma}$ (Fig. e, Planche XVII).

Le dégazage progressif des biotites sur population fournit un spectre discordant montrant dans un premier temps une croissance régulière des âges depuis $257,1 \pm 1,05 \text{ Ma}$ jusqu'à $332,5 \pm 0,5 \text{ Ma}$ pour 56% d' ^{39}Ar (Fig. b, Planche XVII). A partir de 600°C , le spectre décrit une bosse mise en évidence par l'augmentation des rapports $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui diminuent vers 950°C . Ce type de spectre a été décrit par Ruffet et al (1991). Ces auteurs ont décelé au microscope électronique à transmission une intercroissance de chlorite primaire entre les feuillets de biotite qui pourrait être à l'origine des perturbations spectrales non par un excès d' ^{40}Ar qui engendre une augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais par recul de l' ^{39}Ar depuis la biotite vers la chlorite. Cette augmentation des âges est corrélée avec une croissance du rapport $^{38}\text{Ar Cl}/^{39}\text{Ar K}$ (Fig. d, Planche XVII). Les analyses à la microsonde lors d'une traversée des biotites (tableau 10, annexe 1) montrent la présence de chlore dont la quantité ne varie pas du cœur à la périphérie. Ce chlore pourrait être issu des fluides qui sont responsables de la chloritisation des biotites. Dès lors, les perturbations du spectre qui se traduisent par une augmentation du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pourraient être interprétées par un recul de l' ^{39}Ar depuis la biotite vers les feuillets intercalés de

chlorite et non par un excès d' ^{40}Ar (Ruffet et al., 1991). D'autre part, la présence quasi-systématique de zircons en inclusion dans les biotites peut engendrer des perturbations dans l'organisation du réseau cristallin de la biotite et de ce fait provoquer lors du dégazage des à-coups qui se traduisent par des fluctuations dans le spectre d'âges.

La droite isochrone des biotites fournit un âge à $335,1 \pm 6,6 \text{ Ma}$ (Fig. f, Planche XVII) avec un rapport initial de 446 ± 72 .

Ces résultats défectueux ne nous permettent pas de discuter la chronologie relative entre l'âge de refroidissement des magmas et la période de fonctionnement de la zone de cisaillement des Pradines. Toutefois, ces âges sont plus vieux que ceux obtenus sur les leucogranites mylonitiques.

Doit-on évoquer cependant que les magmas loin de la faille ne sont pas issus de la même injection magmatique que celle datée au sein de la faille. Si l'on suppose que la faille des Pradines joue le rôle de conduit d'alimentation pour les magmas, les leucogranites mylonitiques datent les dernières injections de magmas. En accord avec la structure complexe en plusieurs plutons (Stussi et Cuney, 1990), il existe plusieurs générations de leucogranites dans le massif.

IV-5-b. Les granites porphyroïdes à biotite : Echantillon MVG4 (Tableau 5, annexe 1)

Cet échantillon prélevé à Bugeat dans la continuité nord du décrochement des Pradines (Fig. III-2) a fait l'objet d'un dégazage progressif sur les populations de biotite qui donnent un spectre caractérisé par une augmentation progressive des âges, de 272 Ma à 326 Ma représentant 50% du dégazage d' ^{39}Ar , suivi d'une brusque élévation des âges (326 à 357 Ma) entre 600°C et 750°C (Fig. g, Planche XVII). A l'inverse des observations précédentes, cette hausse du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est couplée à une chute du rapport $^{38}\text{Ar Cl}/^{39}\text{Ar K}$ (Fig. i, Planche XVII). Les analyses à la microsonde (tableau 10, annexe 1) révèlent cependant la présence de chlore dans les biotites qui pourrait être issu de fluides ayant induit la chloritisation des micas. L'augmentation des âges à basse température pourrait correspondre au dégazage des chlorites dont le premier pic se fait autour de 550° (Ruffet et al., 1991).

La droite isochrone indique un âge de $332,4 \pm 4,6 \text{ Ma}$ (Fig. h, Planche XVII). Celui-ci doit être interprété avec prudence du fait de son coefficient de corrélation pondéré élevé (31.83) et d'un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial bas.

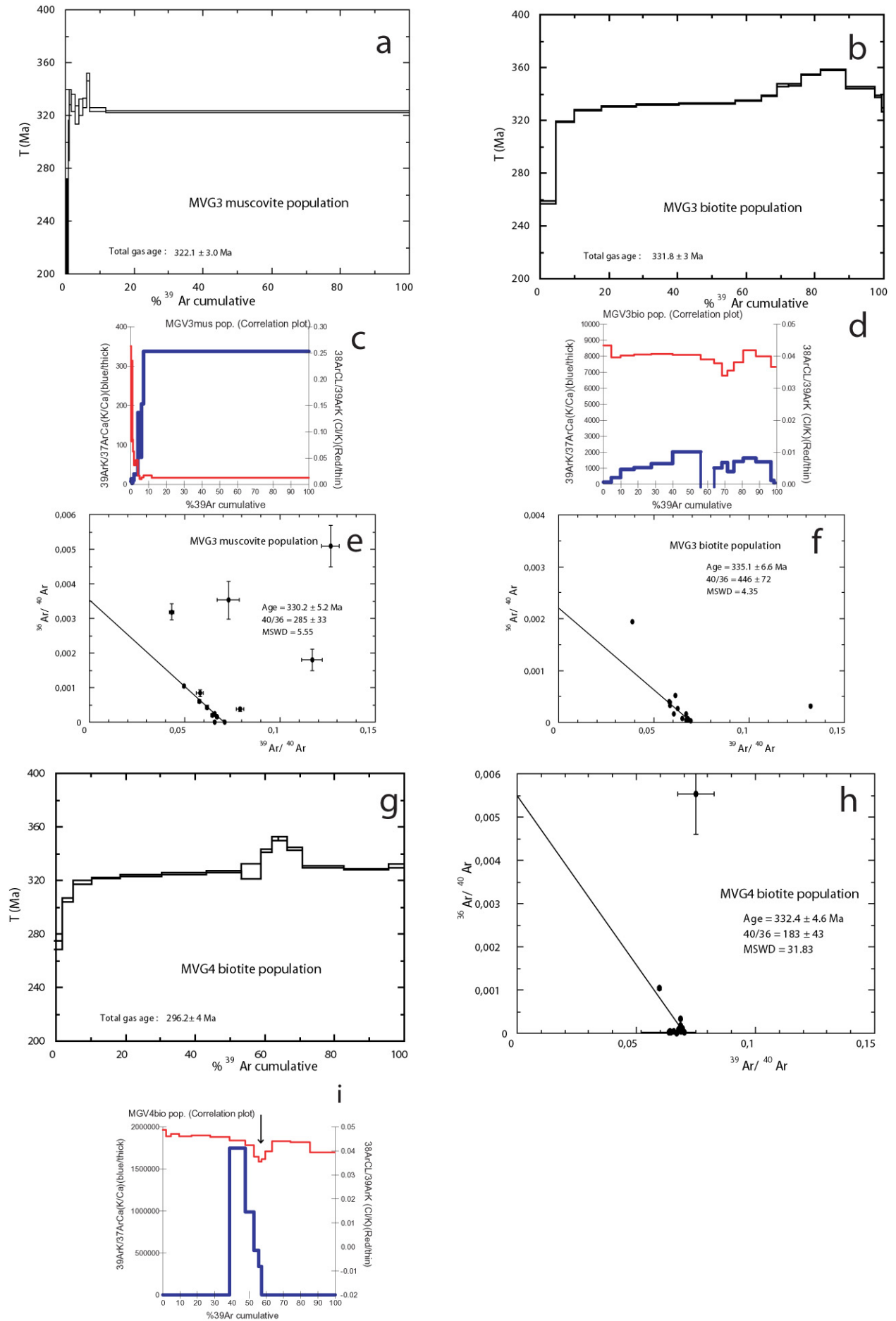


PLANCHE XVII – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les d'autres granites non ou peu déformés à proximité de l'accident des Pradines

V. Faille normale d'Argentat

V-1. Description de la faille normale d'Argentat

La faille d'Argentat constitue la bordure ouest du massif granitique de Millevaches. Elle s'étend du nord au sud depuis le Nord de Bourgneuf où elle interrompt la continuité des décrochements d'Arrênes et de St Michel de Veisse suivant un jeu sénestre (Fig.III-2). C'est une frontière majeure entre les formations du Limousin à l'ouest (Floc'h, 1983) et les granites du Millevaches à l'est (Fig. III, 9 et 10). Son histoire complexe est polyphasée. Son jeu ductile est associé à l'âge de mise en place syntectonique des leucogranites du massif de Millevaches au Viséen dans un régime extensif (Roig et al., 2002). Pour ces auteurs, cet événement est contemporain d'une phase d'hydrothermalisme marquée

par le développement de muscovites en plaquage au contact de la faille dont l'âge de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se situe autour de 335 Ma. Cette tectonique en extension est responsable de l'exhumation du massif granitique de Millevaches (Roig et al., 2002). A la fin du Carbonifère, cette faille est réactivée et subit une déformation cassante (Roig et al., 2002).

Un récent profil sismique (Bitri et al., 1999) orienté NE-SW a été effectué dans le Sud Limousin (voir localisation Fig.III-9). Il recoupe les granites du Millevaches, la faille d'Argentat, la synforme d'Uzerche, l'antiforme de Tulle et la faille Sud Limousine. Il met en évidence un système de failles normales à pendage NW, un rejet de 8 km de la faille d'Argentat, enfin une unité discordante à la pile lithotectonique USG/UG/UPA et du moho qui est compris entre 28 et 31km (Fig. III-11).

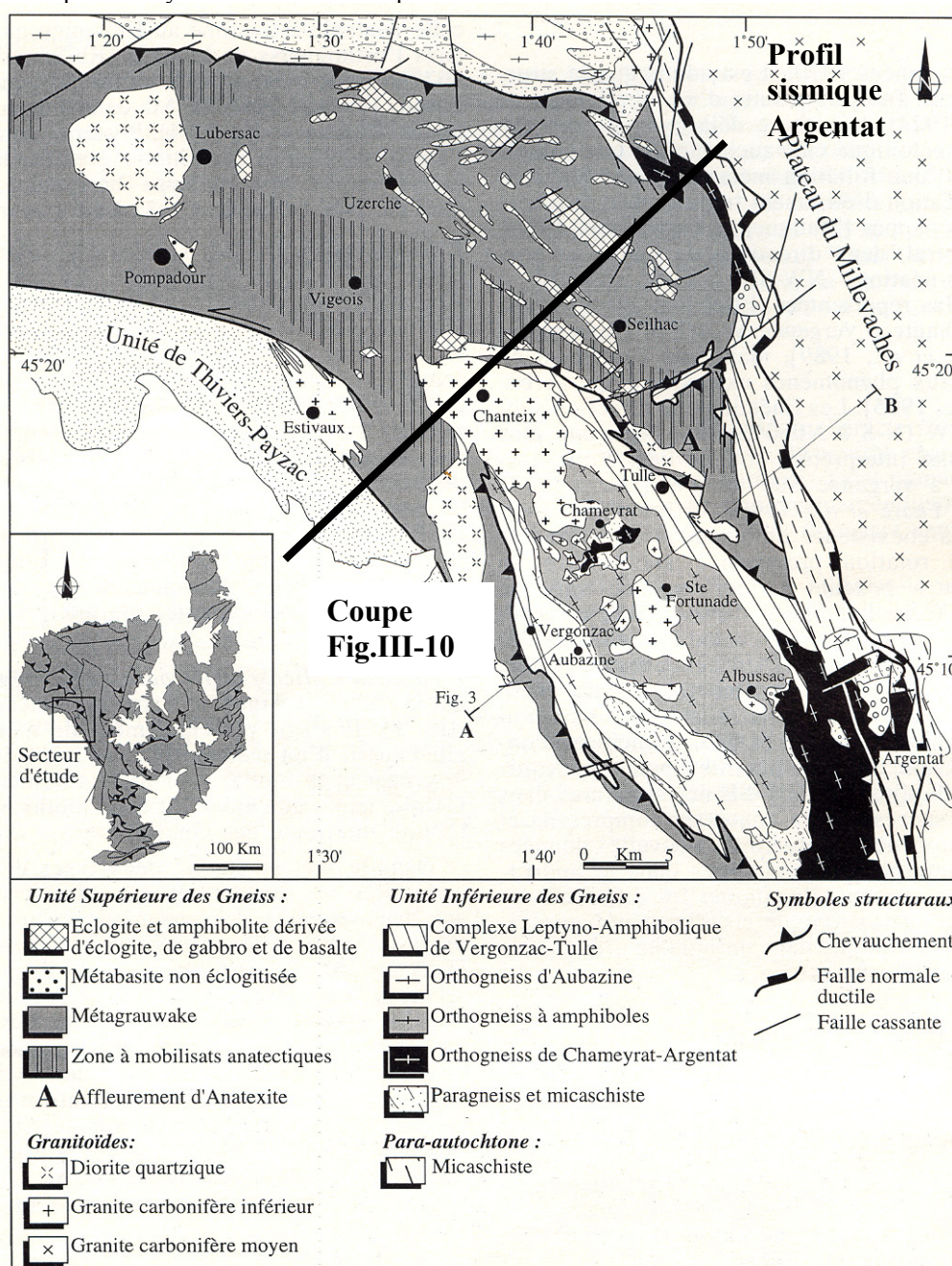


FIG. III-9 – Carte géologique simplifiée du Sud Limousin montrant la localisation de la coupe FIG. III-10 et du profil sismique FIG. III-11 d'après ROIG et FAURE (2000).

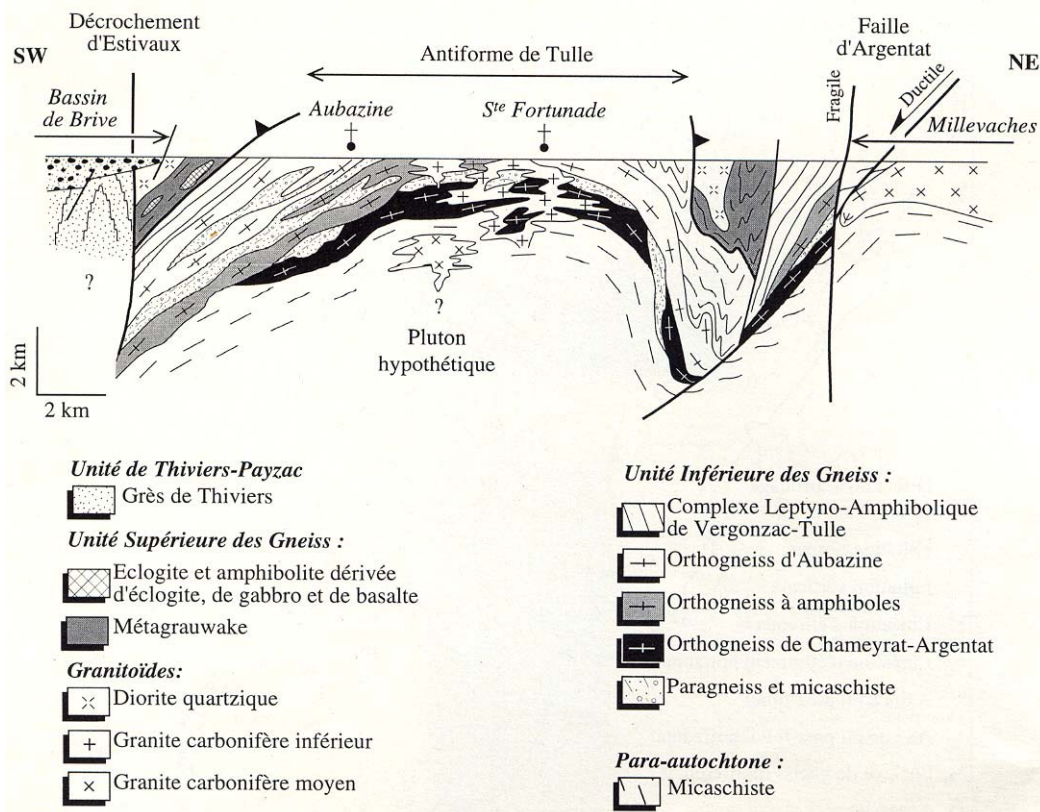


FIG. III-10 – Coupe à travers l'antiforme de Tulle et l'ouest du massif granitique de Millevaches mettant en évidence le jeu normal de la faille d'Argentan d'après ROIG et FAURE (2000).

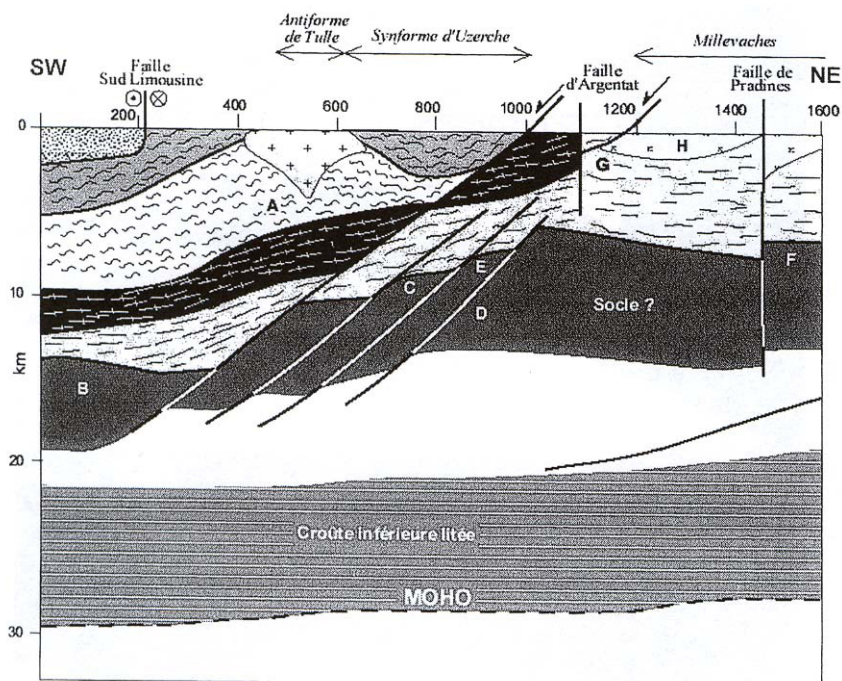


FIG. III-11 – Interprétation du profil sismique d'Argentan d'après BITRI et al. (1999).
 A: Unités gneissiques. B, C, D, E, F, G: Unités discordantes. G: Micaschistes. H: Leucogranites du Millevaches.

V-2. Description des leucogranites mylonitiques de la faille d'Argentat datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: Echantillon 522 (Tableau 6, annexe 1, Planche XVIII)

(voir description de la technique analytique Chapitre II, §V-1 ; et localisation des échantillons Fig. III-2, Tableau 9, annexe 1)

Les échantillons ont été prélevés à proximité de la commune de Bourgneuf sur la D8 avant le hameau de Châteaumerle (Tableau 9, annexe 1). Il s'agit de leucogranites mylonitiques dont le plan de foliation orienté NE-SW pend de 20° au NW. La déformation est caractérisée par des microstructures C-S confirmant le mécanisme en faille normale vers le NW (Fig. a, Planche XVIII). En lame mince, les feldspaths sont fracturés et montrent parfois des traces de déformation plastique (extinction onduleuse). Les muscovites primaires sont déformées et forment des micafishes (Fig. b, Planche XVIII) dont le sens est en accord avec celui donné par les C-S. Elles recrystallisent en petits grains secondaires dans les bandes de cisaillement ou dans les zones abritées des muscovites primaires (Fig. c, Planche XVIII). Le quartz est intensément déformé et forme des rubans polycristallins à grain fin montrant une

orientation préférentielle de réseau. Les grains des rubans ont une orientation préférentielle de forme allongée et inclinée d'environ 25° par rapport au plan de cisaillement (Fig. d, Planche XVIII). Ces textures ressemblent à celles identifiées dans les granites à biotite et les leucogranites de la zone de cisaillement ductile de Felletin-La Courtine dont la mesure de l'O.P.R. du quartz indiquait une acquisition de la fabrique entre 400°C et 700°C.

Nous avons daté les zones de cisaillement par sonde laser sur section polie de façon à contraindre la période de fonctionnement de la faille normale. Ces zones de cisaillement très finement recrystallisées à partir des micas originels reflètent les déformations acquises le plus tardivement au cours du processus de mylonitisation. Sur l'ensemble de la section polie les résultats (Tableau 6, annexe 1) montrent une variation des âges très importante qui va de **305,95 ± 12,89 Ma à 414,36 ± 10,38 Ma**. Les marges d'erreur élevées sont le reflet d'une zone d'abrasion restreinte (les recrystallisations de micas marquant la fin de l'activité des failles représentent des zones de faible épaisseur) qui fournit des signaux de faible intensité.

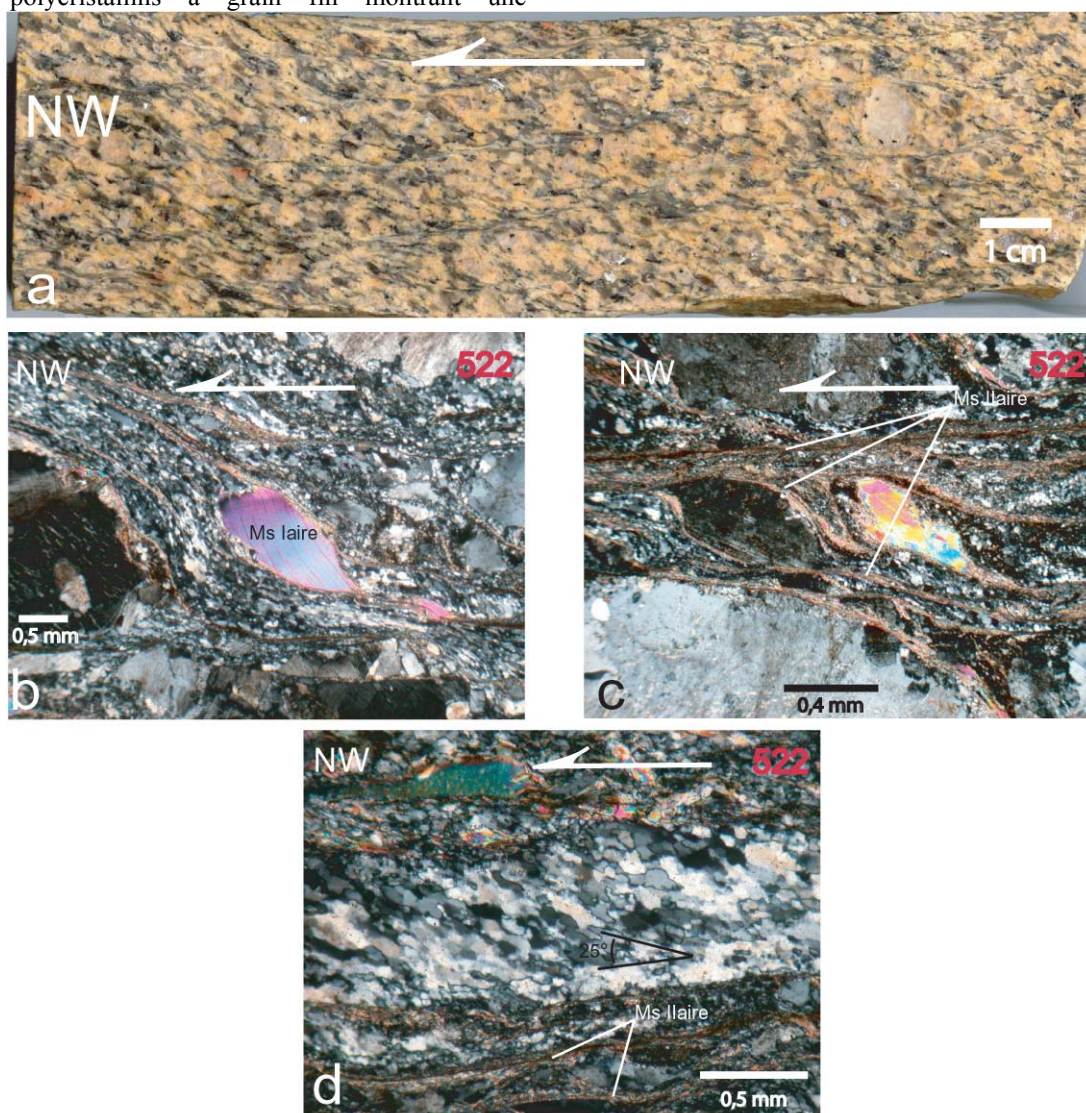


PLANCHE XVIII – Photographies illustrant les microstructures des leucogranites mylonitiques de la faille d'Argentat à l'échelle du macro-échantillon et de la lame mince. a : Structures C-S typique indiquant un sens de cisaillement vers le NW . b : Echantillon 522. Micafishes de muscovites magmatiques. c : Echantillon 522. Recrystallisation de micas secondaires dans les petites zones de cisaillement et dans les zones abritées des muscovites primaires. d : Echantillon 522. Rubans de quartz polycristallins mettant en évidence l'obliquité des grains de 25° par rapport au plan de cisaillement. L'inclinaison des grains est en faveur d'un mouvement normal vers le NW.

VI. Le décrochement sénestre de la Marche

Le décrochement sénestre de la Marche sépare le plateau d'Aigurande au nord et le massif granitique de Guéret au sud. Il affecte sur une épaisseur plurikilométrique les gneiss à biotite-sillimanite et les leucogranites (Fig. a, b, Planche XIX). L'analyse structurale et microstructurale des leucogranites mylonitiques de la Marche Orientale (Fig. III-2) révèlent des critères de cisaillement sénestre. La cinématique de cet accident a fait l'objet de discussion. Rolin et Colchen, (2001) ont mis en évidence, dans la partie orientale de la faille de la Marche, une déformation dextre synchrone du granite de Chanon mis en place à 323 ± 6 Ma (Rb/Sr sur roche totale, Quenardel et al., 1991). Cette déformation est antérieure à celle des leucogranites de la Marche qui recoupent les structures mylonitiques ductiles dextres. Les cisaillements ductiles sénestres qui affectent les leucogranites de la Marche seraient donc postérieurs aux cisaillements dextres. Choukroune et al. (1983) montrent par les mesures des axes $\langle c \rangle$ et $\langle a \rangle$ du quartz au goniomètre de texture que la mise en place des leucogranites de la Marche est syntectonique du décrochement sénestre. La déformation s'acquiert dans des conditions thermiques relativement élevées. Ces auteurs ne considèrent pas la faille de la Marche comme un équivalent du cisaillement Sud-Armoricain. Ils en déduisent que le champ de déformation a tourné de 50° entre le Massif Armoricain et le Massif Central depuis une composante N-S à NW-SE dans le Massif Armoricain à NE-SW dans le Limousin (Choukroune et al., 1983).

VI-1. Description pétrostructurale

Les leucogranites sont intensément déformés. Les phénocristaux originels de feldspath potassique et de plagioclase sont fracturés (Fig. a, b et c, Planche XX). La structure originelle du granite a été détruite en grande partie (Fig. b, Planche XX). Le quartz a recristallisé sous forme de rubans (Fig. c, Planche XX) ou bien dans les zones de contrainte maximale (Fig. d, Planche XIX), autour des porphyroclastes et/ou dans les ombres de pression de ces derniers (Fig. e, Planche XIX). L'allongement des grains de quartz dans les rubans se fait suivant un angle d'environ 30° à 40° par rapport au plan de cisaillement cohérent avec un sens de cisaillement sénestre (Fig. e, Planche XX). Les plagioclases sont également recristallisés et présentent une structure globuleuse. Les biotites et les muscovites ont tendance à se disposer autour des feldspaths (Fig. f, Planche XX) qui se transforment fréquemment en microcline (Fig. f, Planche XX). Les biotites présentent quelquefois des inclusions de zircons et/ou de monazites. Les muscovites forment des micafish syn-magmatiques de grande taille (millimétrique) qui montrent des recristallisations secondaires syn-cisaillement dans les zones abritées ou bien tout autour du claste originel (Fig. g, Planche XX). Selon les faciès mylonitiques, la recristallisation des muscovites primaires en muscovites secondaires est très forte et donne des bandes de cisaillement très fines (0,1mm de large) de micas recristallisés (Fig. h, Planche XX). Seuls quelques clastes de muscovites millimétriques persistent. Ces

phénomènes de recristallisation s'effectuent au cours du refroidissement du granite.

Ces leucogranites présentent d'étroites relations spatiales avec les décrochements. Les données structurales (Choukroune et al., 1983) et géophysiques (Dumas et al., 1990 ; Gébelin et al., soumis) s'accordent pour une mise en place syn tectonique. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites en poisson donnera une indication sur l'âge de refroidissement des leucogranites à 400°C , mais également une limite supérieure de la déformation ductile en décrochement sénestre qui les a affectés. Les âges obtenus sur sections polies dans les zones de shear recristallisées devraient fournir des âges plus jeunes. Les recristallisations de micas néoformés se développent au fur et à mesure que le granite se refroidit. La datation des parties les plus cristallisées nous indiquera l'âge de la fin du fonctionnement des cisaillements ayant induit le développement des micas à environ 300°C .

VI-2. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des granites mylonitiques de la Marche

(voir description de la technique analytique Chapitre II, §V-1 ; et localisation des échantillons Fig. III-2, Tableau 9, annexe 1)

VI-2-a. La faille de la Marche occidentale : Echantillon 334 (Tableau 6 et 8, annexe 1)

Les biotites et les muscovites des mylonites des leucogranites affectés par la faille de la Marche au niveau de Saint Sulpice-les-Feuilles ont été analysées. Le plan de foliation est orienté N120 et pend de 80° vers le SW. La linéation associée plonge entre 40° et 50° à l'ouest. Les critères de cisaillement sénestres parallèlement à cette linéation indique un mouvement inverse vers le NE (Fig. c, Planche XIX). Cette cinématique en faille inverse vers le NE est également celle des gneiss à biotite-sillimanite de ce secteur (Fig. d, Planche XIX).

L'âge plateau obtenu sur les populations de muscovite (Fig. h, Planche XXI) représente 60% du dégazage et donne un âge à $324,9 \pm 3,0$ Ma (Fig. a, Planche XXI). La droite isochrone à $326,9 \pm 3,0$ Ma donne un âge cohérent (Fig. c, Planche XXI).

Bien que présentant un excès d'argon non négligeable qui pourrait être lié à un lessivage du potassium lors d'un phénomène de chloritisation (diminution du rapport $^{39}\text{Ar K}/^{37}\text{Ar Ca}$, (Fig. e, Planche XXI)) et/ou à un effet de recul de l' ^{39}Ar pendant l'irradiation (Ruffet et al., 1991), le spectre de la population de biotite donne des âges compris entre **316 et 322 Ma** pour 75% de l'argon libéré (Fig. d, Planche XXI). Les perturbations du spectre pourraient également être causées par la présence de zircons en inclusion dans les biotites (Fig. i, Planche XXI). L'alignement des points définit une isochrone à $316,7 \pm 6,2$ Ma (Fig. f, Planche XXI) avec un coefficient de corrélation pondéré élevé (4,6).

L'analyse ponctuelle sur monograin de biotite n'est pas satisfaisante du fait d'un pourcentage important d'argon atmosphérique, indicateur d'une ouverture du système et d'une interaction possible avec des fluides. La gamme d'âges obtenus fluctue entre **286 Ma et 349 Ma**

(Fig. g, Planche XXI), et donne une moyenne pondérée à **322,2 \pm 3,5 Ma** proche de l'âge obtenu sur population de biotites. Les âges les plus vieux sont associés à des rapports $^{38}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ élevés (tableau 6, annexe 1) suggérant des phénomènes d'interaction fluide / roche. Nous retiendrons pour ces échantillons les âges à **324,9 \pm 3,0 Ma** et **326,9 \pm 3,0 Ma** (Fig. a et b, Planche XXI) obtenus sur les micafish de muscovite qui postdatent les

mouvements chevauchants vers le NE. Ces âges sont identiques à ceux obtenus sur les leucogranites du NE du Millevaches (échantillon 6, § III-6-a-iii. *) non affectés par les grands décrochements pour lequel les muscovites primaires ont donné un âge de refroidissement à 322,8 \pm 3,5 Ma, interprété comme proche de l'âge de mise en place.

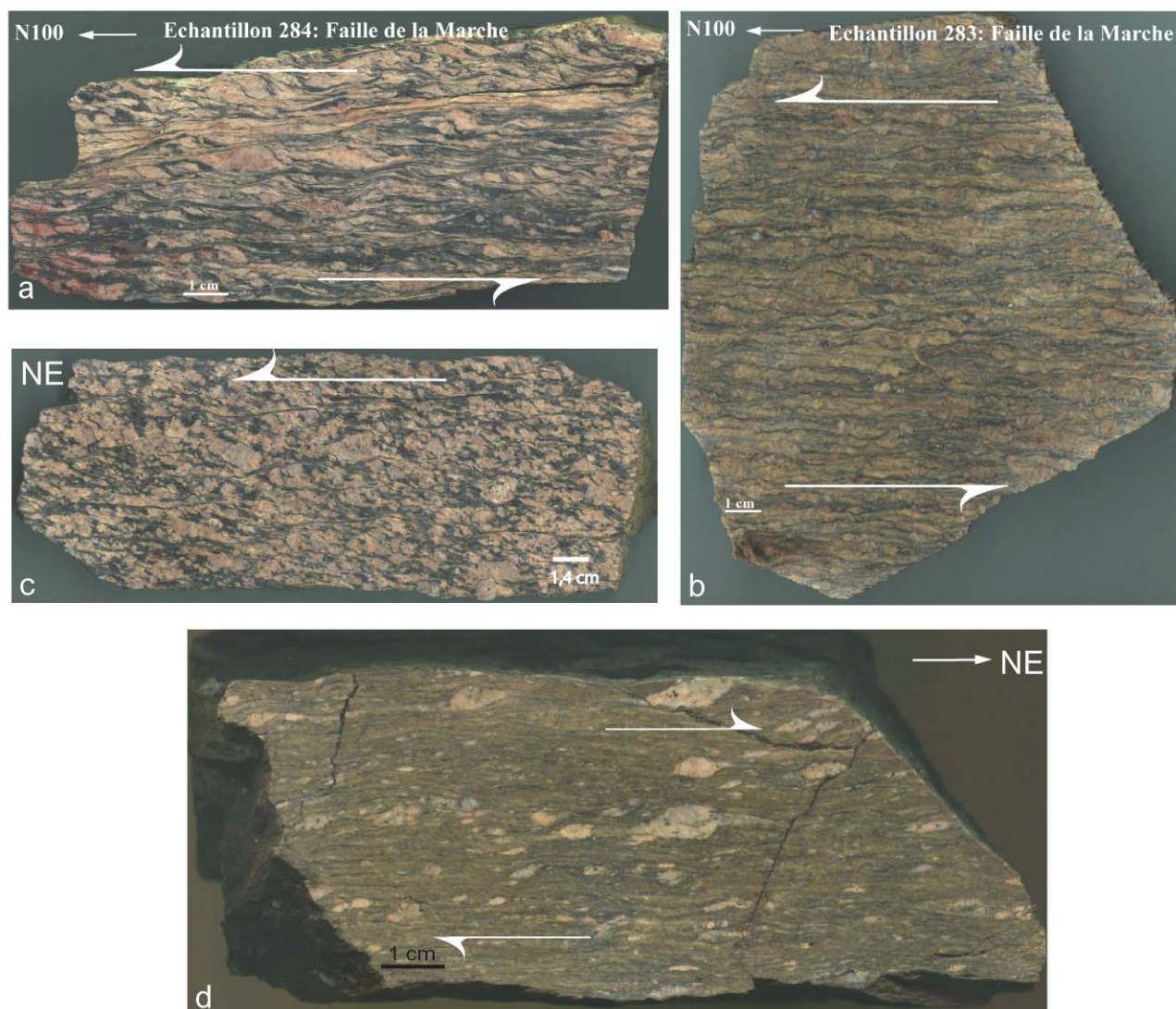


PLANCHE XIX – Photographies montrant les microstructures des leucogranites et des gneiss à biotite-sillimanite affectés par l'accident de la Marche à l'échelle du macro échantillon. a : Echantillon 284. Leucogranites mylonitiques avec passées ultramylonitiques prélevés au sud de Dun-le-Palestel sur la D5. La déformation est très pénétrative et les critères de cisaillement sont sénestres. F : N100-90°, L : N100-0° b : Echantillon 283. Leucogranites situés à 500m au nord du précédent. La déformation est moins intense et les critères de cisaillement sont moins significatifs F : N080-65SE, L : N100-30°. c : Echantillon 334. Leucogranites provenant de la Marche occidentale, vers Cromac (Moulin de Réculais). Les microstructures C-S indiquent un mouvement en faille inverse vers le NE. d : Echantillon 333. Gneiss à biotite-sillimanite indiquant un mouvement en faille inverse vers le NE (Cromac).

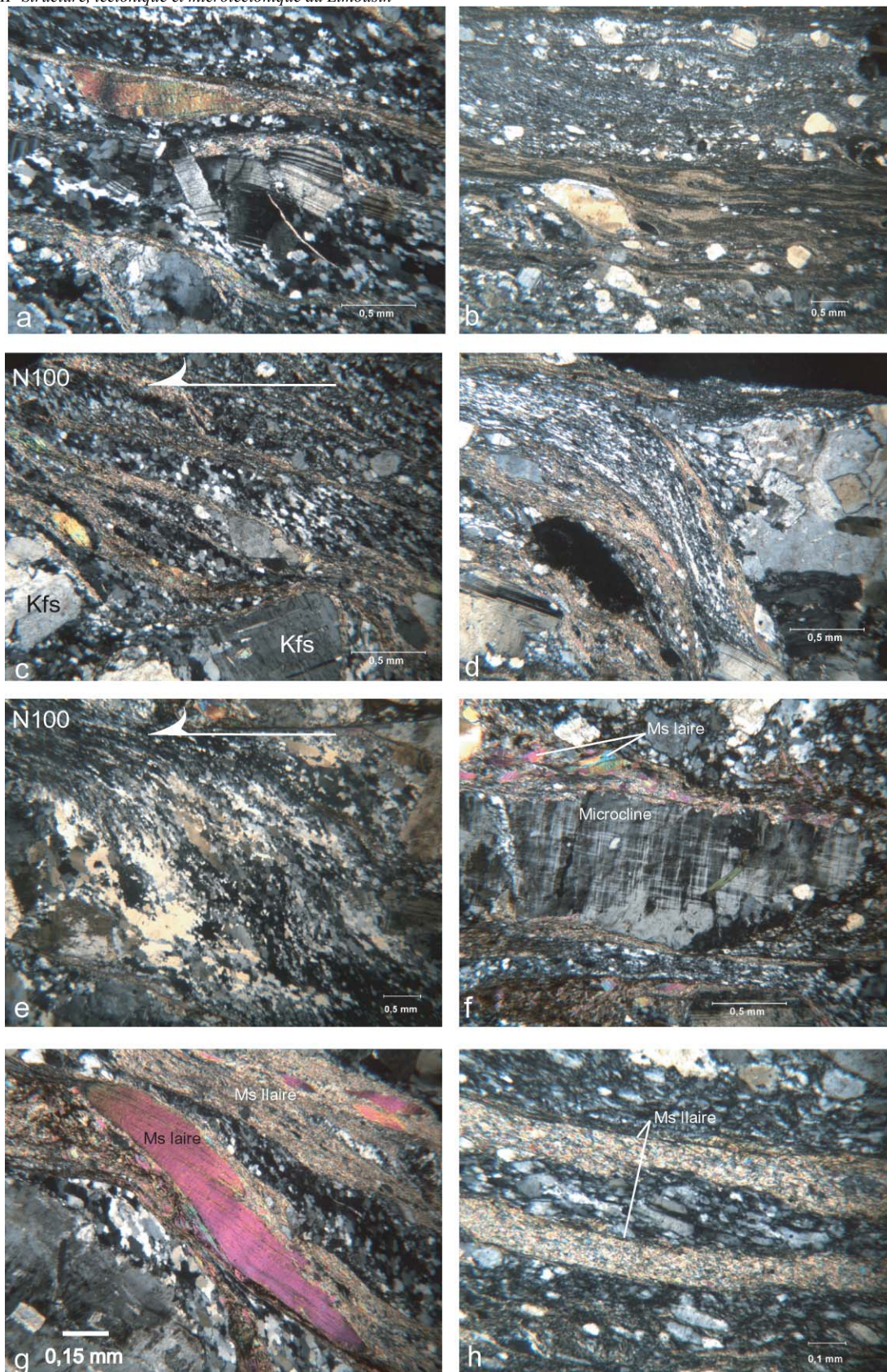


PLANCHE XX – Microstructures des leucogranites mylonitiques à ultramylonitiques du décrochement sénestre de la Marche au sud de Dun-le-Palestel (Echantillon 284). a : Plagioclase fracturé séparé des micafishs par des rubans de quartz recristallisés. b : Faciès ultramylonitique résultant d'un broyage intense de la roche et néoformation de micas secondaires dans les bandes de cisaillement. c : Feldspath potassique cisailé par un petit jeu sénestre et alternance de rubans de quartz et de bandes de cisaillement à micas néoformés à partir des muscovites magmatiques. d : Rubans de quartz formés de grains excessivement allongés dans la zone de contrainte la plus élevée. e : Ruban de quartz formant des structures C-S aux épontes d'un feldspath potassique. Les grains de quartz sont systématiquement inclinés de 30° à 40° par rapport aux plans de cisaillement. f : Muscovites disposées autour d'un feldspath potassique se transformant en microcline. g : Micafish de muscovite magmatique avec recristallisation de micas secondaires dans les ombres de pression majoritairement. h : Micro bandes de cisaillement formées de micas secondaires se développant lors des derniers stades du fonctionnement des décrochements.

VI-2-b-i. Les leucogranites mylonitiques: **Echantillon 284** (Tableau 6, annexe 1)

Les leucogranites mylonitiques au sud de Dun-le-Palestel, présentent un plan de foliation vertical orienté N100. Les critères de cisaillement observés parallèlement à la linéation N100 horizontale sont sénestres (Fig. a, Planche XIX et Planche XX). La déformation en cisaillement sénestre transforme les leucogranites en protomylonites ou en ultramylonites suivant le taux de cisaillement appliqué. Deux sections polies de ces deux types de mylonites ont été irradiées. En lame mince, la lame 284e est caractérisée par de grosses (1 mm) muscovites magmatiques cisailées avec des recrystallisations de muscovite syn-cisaillement en zone abritée (Fig. g, Planche XX). La lame 284c correspond à une zone ultramylonitique où les recrystallisations secondaires de muscovite constituent des zones de shear très fines (0,1 mm) (Fig. h, Planche XX) et dont l'âge pourrait correspondre aux derniers stades de l'activité du cisaillement sénestre de la Marche.

L'utilisation de la technique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par sonde laser sur section polie permet l'analyse de zones dont la taille des grains n'aurait pas permis la séparation. La datation in situ des différentes muscovites a donc été entreprise.

Sur 7 datations effectuées sur la lame 284e (Fig. a, Planche XXII), 4 correspondent (points 3, 4, 5 et 6) à des analyses de muscovites magmatiques dont les âges sont compris dans l'intervalle **334 Ma et 342 Ma**. Les données analytiques obtenues dans les zones de shear recrystallisées (points 2 et 7) indiquent respectivement des âges à **316,4 \pm 5 Ma et 312,2 \pm 2,4 Ma**. L'analyse n°1 fournit un âge encore plus jeune à **293,3 \pm 2,3 Ma**.

Les points analysés sur la lame 284c (Fig.b, Planche XXII) dans les zones de cisaillement très fines (< 1mm) formées par la recrystallisation des micas primaires vers 300°C ou peut-être en dessous donnent une gamme d'âges comprise entre 314,3 \pm 5,5 Ma et 319,9 \pm 1,9 Ma (points 2, 4, 5 et 6). Les points n°1, n°3 et n°7 donnent des âges plus vieux respectivement à 333,9 \pm 10,1 Ma, 324,3 \pm 2,0 Ma et 329,1 \pm 5,9 Ma. Les âges les plus vieux pourraient être soit liés à une pollution de minéraux adjacents lors de l'abrasion au laser, soit à des zones moins magmatiques et donc un peu plus âgées.

Ces différentes analyses montrent que les âges les plus jeunes sont associés aux zones de cisaillement contenant des petites muscovites secondaires. Au contraire, les clastes de muscovites magmatiques primaires sont plus anciens. Il semble donc logique d'affirmer que les âges compris dans l'intervalle 320 – 290 Ma sont les âges des zones de cisaillement sénestres les plus tardives.

VI-2-b-ii. Les gneiss à biotite-sillimanite du plateau d'Aigurande (à proximité de la faille de la Marche) : **Echantillon 331** (Tableau 7 et 8, annexe 1)

Ces formations représentent l'encaissant des leucogranites de la Marche. La foliation des gneiss

(échantillon 331) est orientée E-W avec un pendage sub vertical. La linéation plonge de 30° vers l'Est. Les bandes de cisaillement à biotite et sillimanite indiquent un mouvement décrochant sénestre conforme à la cinématique de la faille de la Marche orientale. Les bandes de cisaillement à biotite-sillimanite de ces gneiss pourraient être contemporaines du métamorphisme synfolial estimé à 700°-750°C et 6 à 8 Kb sur les mêmes formations de l'Artense (Mercier et al., 1992). De façon à s'assurer d'une éventuelle réhomogénéisation des micas, ces gneiss ont été échantillonnés loin des leucogranites. Connaître l'âge de refroidissement des biotites nous permettra de donner une limite supérieure i) aux cisaillements précoces à biotite-sillimanite, ii) au métamorphisme à 700°-750°C et 6 à 8 Kb.

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite fournit un âge plateau à **348,5 \pm 4,1 Ma** (Fig. c, Planche XXII). La taille du grain étant très petite, les signaux enregistrés sont faibles et la marge d'erreur importante. L'abondance d'argon radiogénique rassemble toutes les mesures sur l'axe des abscisses dans le diagramme isochrone. Elles ne peuvent donc s'aligner pour former une droite (Fig. d, Planche X XII).

Compte tenu de la température de fermeture pour l'argon de la biotite à 300°C, **348,5 \pm 4,1 Ma** constitue une limite supérieure pour la déformation ductile précoce à biotite et sillimanite en décrochement sénestre contemporaine du métamorphisme synfolial estimé à 700°-750°C et 6 à 8 Kb (Mercier et al, 1992). Cet âge est identique à celui obtenu sur les monazites (méthode chimique U-Th-Pb) des gneiss à Bt-Sil identiques (Ech. 381, § III-7). Comme évoqué plus haut, les gneiss à Bt-Sil ont subi vers 350 Ma un refroidissement rapide entre 750°-600°C et 300°C, reflet de l'exhumation de ces unités.

Des âges similaires ont été mis en évidence pour le décrochement d'Estivaux dans le sud Limousin sur des biotites du granite syncinématique d'Estivaux par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Roig, 1997) et pour le décrochement du Grand Chemin dans les Monts du Lyonnais, également sur des biotites d'un granite syncinématique (Costa, 1993). Pour le Limousin, Roig associe l'âge à 350 Ma obtenu sur les biotites cisailées à la mise en place des nappes vers le NW dans le Limousin.

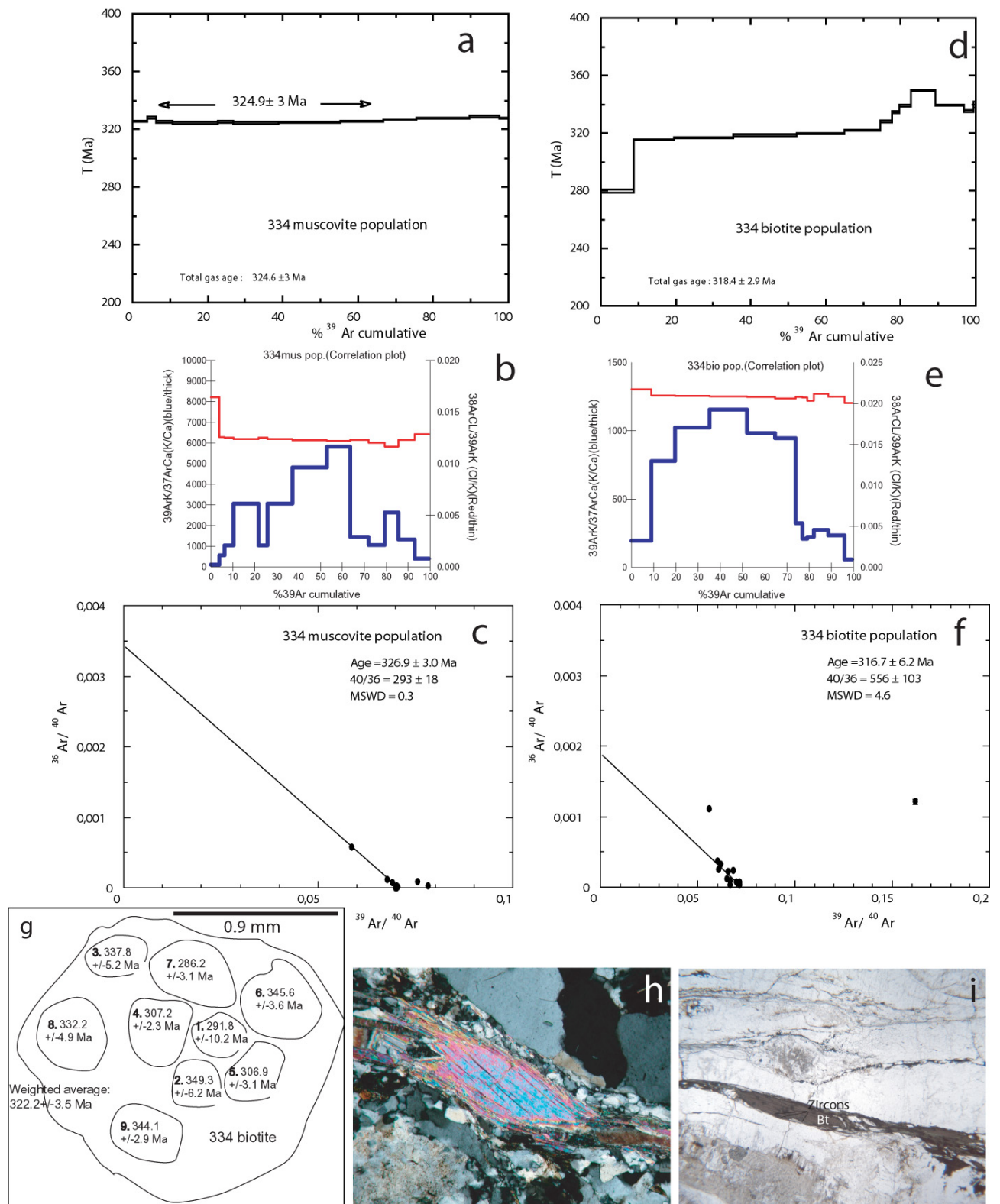


PLANCHE XXI – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques affectés par les mouvements en faille inverse vers le NE de la Marche occidentale (Echantillon 334). h : Micafishes de muscovites magmatiques. i : Biotites syn-cisaillement présentant des zircons en inclusion.

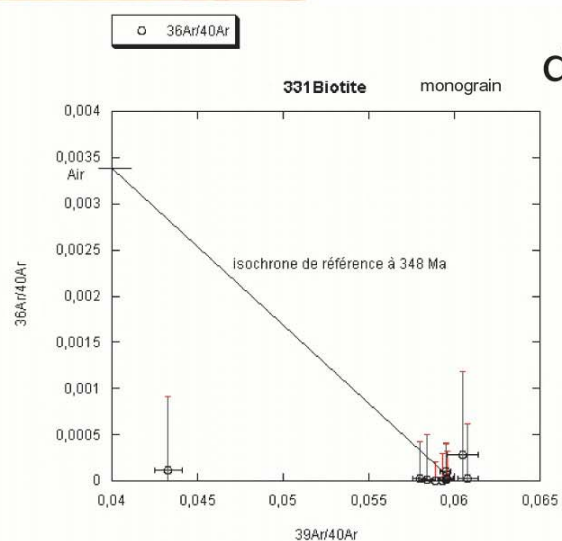
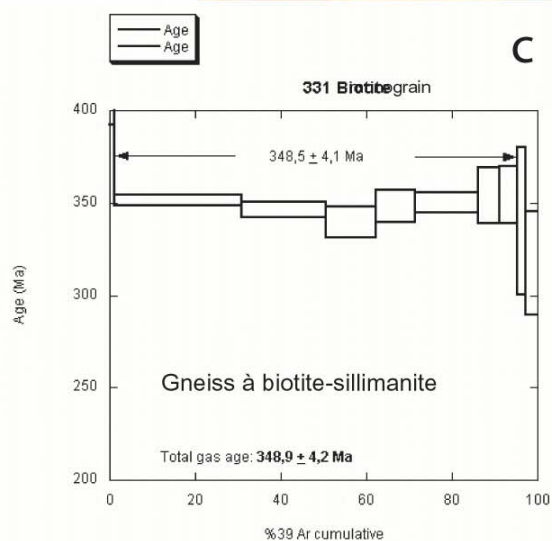
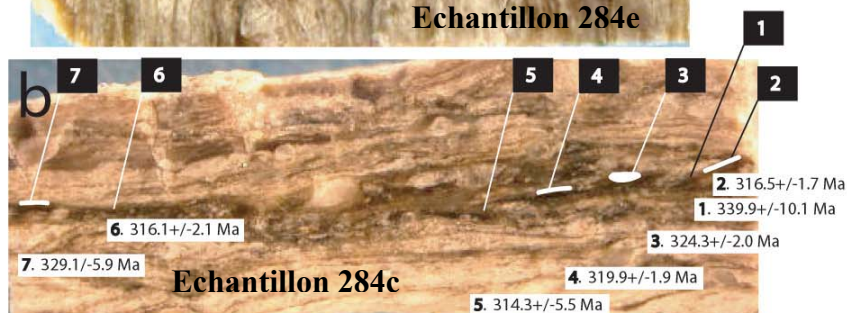
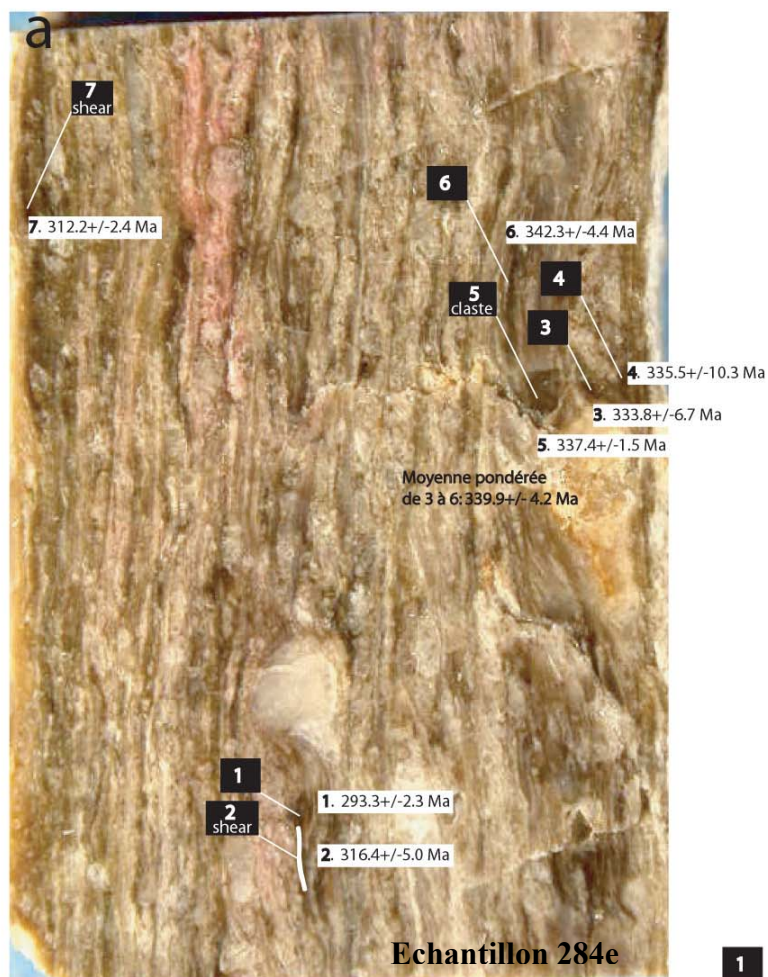


PLANCHE XXII – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites mylonitiques du décrochement sénestre de la Marche orientale (Echantillon 284).

VI-3. Résultats des datations U-Th-Pb à la microsonde électronique sur les monazites des leucogranites de la Marche orientale : Echantillon 284

La procédure analytique et les méthodes de calcul sont décrites Chapitre II, § V-3.

Cet échantillon correspondant aux leucogranites mylonitiques du décrochement sénestre de la Marche a été prélevé le long de la D5 au sud de Dun-le-Palestel. Il est identique à celui daté par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (section polie 284 c, Planche XXII). Les monazites présentent des relations texturales avec le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz et les micafishs sénestres de biotite et de muscovite.

Les monazites sont peu nombreuses, de petite taille (entre 20 et 35 μm) et ne présentent aucune zonation.

La moyenne pondérée des âges individuels (au nombre de 56) est de $328,8 \pm 5,8 \text{ Ma}$ avec un MSWD de 0,98 (Fig. III-12a).

L'âge isochrone est de $334,5 + 4,9 / - 6,2 \text{ Ma}$ (Fig. III-12b). On peut considérer cet âge comme significatif du fait que la droite de régression calculée à partir des points expérimentaux est parallèle à la droite isochrone théorique (les rapports Th/Pb et U/Pb fournissent le même âge dans les barres d'erreurs, Fig. III-12c). L'âge isochrone retenu est calculé à partir du barycentre des points expérimentaux là où il est le mieux défini c'est-à-dire à l'endroit où les hyperboles de confiance sont le plus rapprochées.

L'âge obtenu en effectuant la moyenne des âges individuels et celui de la droite isochrone sont cohérents.

L'âge à $334,5 + 4,9 / - 6,2 \text{ Ma}$ est interprété comme l'âge de mise en place des leucogranites de la Marche.

Des âges similaires compris dans l'intervalle 334 Ma et 342 Ma ont été obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur sections polies sur les muscovites magmatiques de ces mêmes échantillons. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont donc significatifs. Compte tenu des températures de fermeture des différents systèmes (entre 600 et 750°C pour la monazite (Copeland et al., 1988) et 400°C pour la muscovite (Hames et Bowring, 1994)), un taux de refroidissement rapide est envisagé pour ces granites entre 700°C et 400°C.

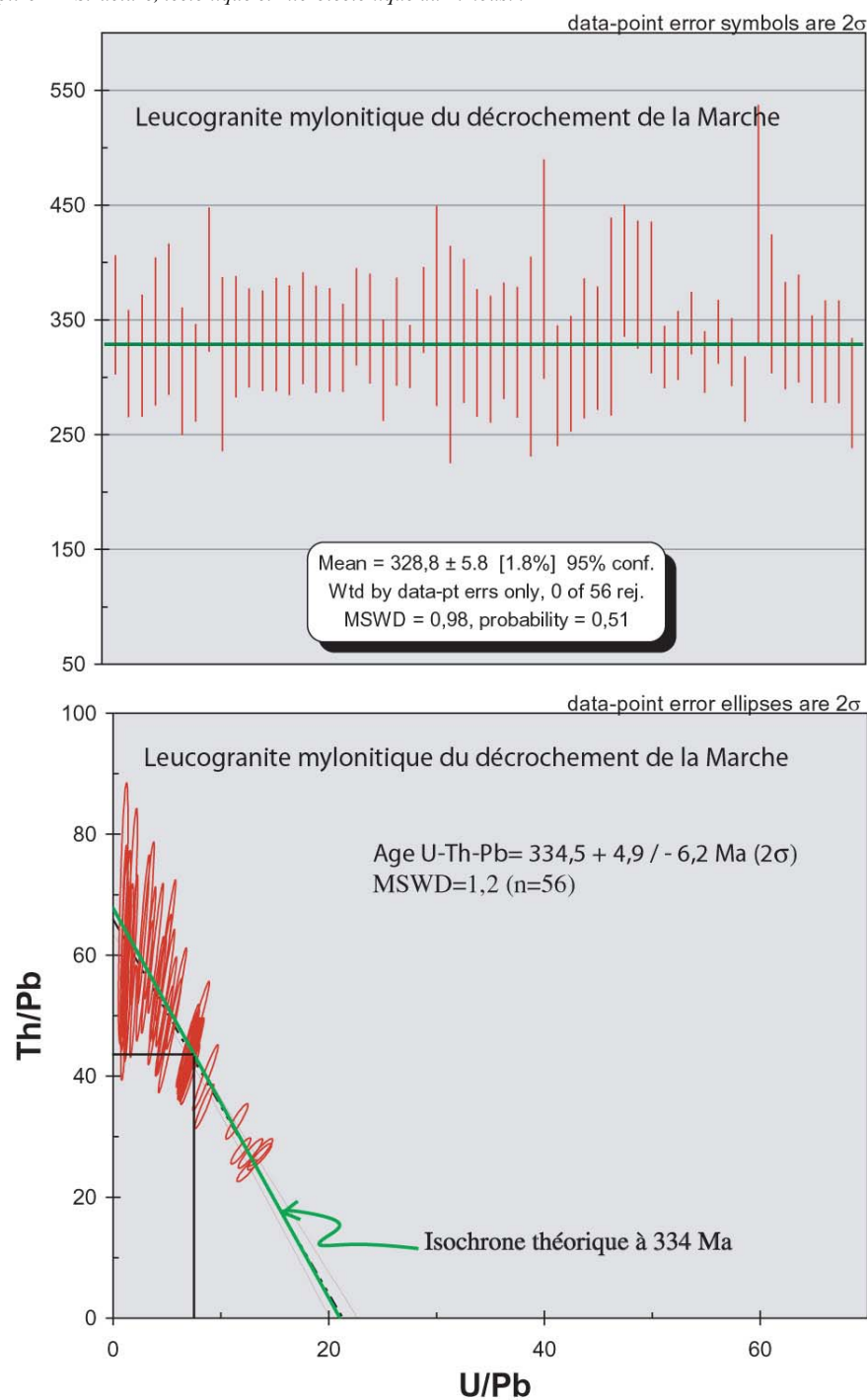


Fig.III-12a :
Moyenne pondérée
des âges individuels et
barres d'erreur de
l'échantillon 284.

Fig.III-12b :
Diagramme isochrone
Th/Pb=f(U/Pb).
Echantillon 284

Intercept ages from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Th-Pb age, intercept with Th/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta i+$	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$		
0	66	2.3	338,8	12,1	-11,3		
U-Pb age, intercept with U/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta +$	$\Delta -$	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$	
21,29	0	22.67	20.13	326,1	3287,6	-165,5	
U-Th-Pb age at weighted average point from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Pente	Δpente	Xbar	Ybar	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$	MSWD
-3.09	0.27	7.46	42.80	334,5	4,9	-6,2	1,2

Fig.III-12c : Tableau récapitulatif des données du diagramme isochrone pour l'échantillon 284.

VII. Les failles normales au toit du massif leucogranitique de la Brême

(voir description de la technique analytique Chapitre II, §V-1 ; et localisation des échantillons Fig. III-2, Tableau 9, annexe 1)

VII-1. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du cœur des granites du massif de la Brême : Echantillon 300 (Tableau 7 et 8, annexe 1)

La structuration des foliations magmatiques, plates au cœur du massif et pentées de part et d'autre ont conduit plusieurs auteurs à proposer pour le complexe leucogranitique de la Brême une mise en place syntectonique des failles qui le bordent (Mollier et Bouchez, 1982 ; Faure et Pons, 1991 ; Faure et al., 1990). La mise en place de ces leucogranites est datée à 324 ± 4 Ma (Holliger et al., 1986). En revanche les failles normales de Nantiat et de Bussières-Madeleine situées à l'ouest et à l'est, n'ont jamais fait l'objet de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dans la partie nord du massif. De façon à confirmer ou infirmer ces hypothèses, nous avons échantillonné les granites au cœur (Ech. 300) et à la périphérie du massif (Ech. 317 et 306).

Le complexe leucogranitique de la Brême-St Sylvestre - St Goussaud est séparé du massif granitique de Guéret au nord et à l'est par les failles d'Arrènes-Ouzilly et Bussières - Madeleine (B.M.) (N20°E) respectivement et à l'ouest des unités paléozoïques de Bellac par le prolongement NE de la faille de Nantiat (N50°E) (Fig. III-2).

Les failles de B.M. et de Nantiat correspondent à des failles normales ductiles respectivement pentées vers l'est (bascullement du bloc Guéret à l'est) et vers l'ouest (Fig. III-13a). Lespinasse et al. (1986) montrent que les failles de B.M. et de Nantiat sont des accidents ductiles pentés que l'on peut suivre sur une épaisseur de 1,5 km. Dans sa partie nord, les leucogranites sont structurés en lame horizontale (Fig. III-13d). Les foliations sont peu pentées (Fig. III-13b) et les linéations orientées N120°E sont sub horizontales (Fig. III-13c). Ces observations sont confirmées par l'étude gravimétrique menée par Audrain et al., (1989) qui met en évidence un massif leucogranitique peu profondément enraciné entre 1,6 et 2,1 km en moyenne. La mise en place de ces leucogranites est estimée à 324 ± 4 Ma (Holliger et al., 1986).

L'échantillon prélevé provient de Saint Sornin Leulac (Fig. III-13) situé au cœur du massif de la Brême. Il correspond à un granite à tendance porphyroïde, à biotite. La granulométrie est variable, passant d'un grain moyen (1 à 3 mm avec mégacristaux de feldspath potassique de 2 à 5 mm) à un grain grossier (feldspath potassique de 1 à 4 cm et biotite de 1cm). L'observation en lame mince laisse apparaître plusieurs phases minérales : Feldspath K très perthitique et myrmékitisé contenant parfois des inclusions de sillimanite ; plagioclase (An10-16) ; biotite en agrégats orientés avec inclusions fréquentes de zircon et/ou de monazite ; un peu de muscovite ; de la sillimanite orientée dans les plans de foliation (Fig. a, Planche XXIV) et/ou en

inclusion dans le quartz, le feldspath K ou la muscovite ; des minéraux accessoires (apatite, zircon, monazite et rares oxydes). Dans ce secteur les leucogranites sont caractérisés par une foliation magmatique assez plate (N070-35NW) qui porte une linéation orientée NW-SE marquée par la biotite et la sillimanite. Les microstructures indiquent un mécanisme en faille normale vers le NW.

La population de biotite (Fig. b, Planche XXIV) fournit un âge plateau de $313,1 \pm 2,9$ Ma pour plus de 80% de ^{39}Ar libéré (Fig. a, Planche XXIII) et une isochrone similaire à $313,4 \pm 2,9$ Ma (Fig. b, Planche XXIII).

Les fusions ponctuelles réalisées sur une biotite du même échantillon et effectuées perpendiculairement au plan (001) du mica donnent des âges compris entre $306,5 \pm 2,4$ Ma et $315,2 \pm 3,0$ Ma (Fig. c, Planche XXIII) peu éloignés de ceux obtenus sur population. Le premier point donnant un âge vieux à $360,3 \pm 2,7$ Ma est à relier à un phénomène de pollution de la surface du grain avec un rapport $^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ élevé (tableau 1).

Nous interprétons ces âges comme des âges de refroidissement à $300 - 350^\circ\text{C}$ (température de fermeture de la biotite, Harrison et al., 1985) compatible avec les âges de mise en place à 318 ± 5 Ma et 324 ± 4 Ma obtenus par la méthode U/Pb sur monazite et zircon (Holliger et al., 1986) dans les leucogranites de Saint Sylvestre de même faciès. Ces résultats sont compris dans l'intervalle des âges obtenus par Scaillet et al. (1996) sur l'ensemble du massif avec des âges sur muscovite compris entre 301 Ma à la base du laccolite et 314 Ma au toit et sur biotite entre 300 et 320 Ma.

VII-2. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la limite Est du massif, la faille de Bussières-Madeleine : Echantillon 317 (Tableau 7 et 8, annexe 1)

Les échantillons prélevés au hameau de Chégurat près de La Chapelle-Templière correspondent à des granites à deux micas et à mégacristaux de feldspath potassique affectés par une déformation ductile de haute température ($600^\circ\text{C} - 650^\circ\text{C}$) en faille normale vers l'Est (faille de Bussières-Madeleine). Les plans de foliation orientés N-S avec un pendage de 60° vers l'Est portent une linéation qui plonge au N130. La mise en évidence de microstructures C-S dextres indique un abaissement du compartiment Est vers le SE.

Les plans de cisaillement sont formés par des micafishs représentés par des biotites et des muscovites (Fig. c, Planche XXIV). Les muscovites sont froissées, preuve d'une déformation plastique de haute température à l'état solide (Fig. d, Planche XXIV). Les rubans de quartz sont formés de grains avec des sous joints à 90° qui forment un réseau en mosaïque décrit par Gapais et al., 1986 et Tommasi et Vauchez., 1994 comme étant des textures acquises à l'état solide à haute température (Fig. e, Planche XXIV). Les quartz présentent aussi des joints de grains curvilignes témoignant d'une forte migration aux joints de grain se produisant vers 600°C (Jessel, 1987).

Le dégazage progressif d'un monograin de biotite syn-cisaillement donne un spectre assez homogène qui

fournit un âge plateau à $305,5 \pm 3,3$ Ma pour 72 % de l' ^{39}Ar libéré (Fig. d, Planche XXIII). Le deuxième palier à $314,3 \pm 2$ Ma est contaminé par de l'argon en excès lié vraisemblablement au dégazage d'inclusions riches en chlore. Le premier et les deux derniers paliers de dégazage fournissent des âges jeunes non significatifs correspondant à un signal de faible intensité. La droite

isochrone donne un âge à $310,7 \pm 3,2$ Ma (Fig. e, Planche XXIII).

Les âges compris dans l'intervalle $305,5 \pm 3,3$ Ma et $310,7 \pm 3,2$ Ma fixent une limite supérieure pour la déformation ductile en faille normale vers le SE qui est estimée autour de 600°C (la température de fermeture de la biotite étant de 300°C).

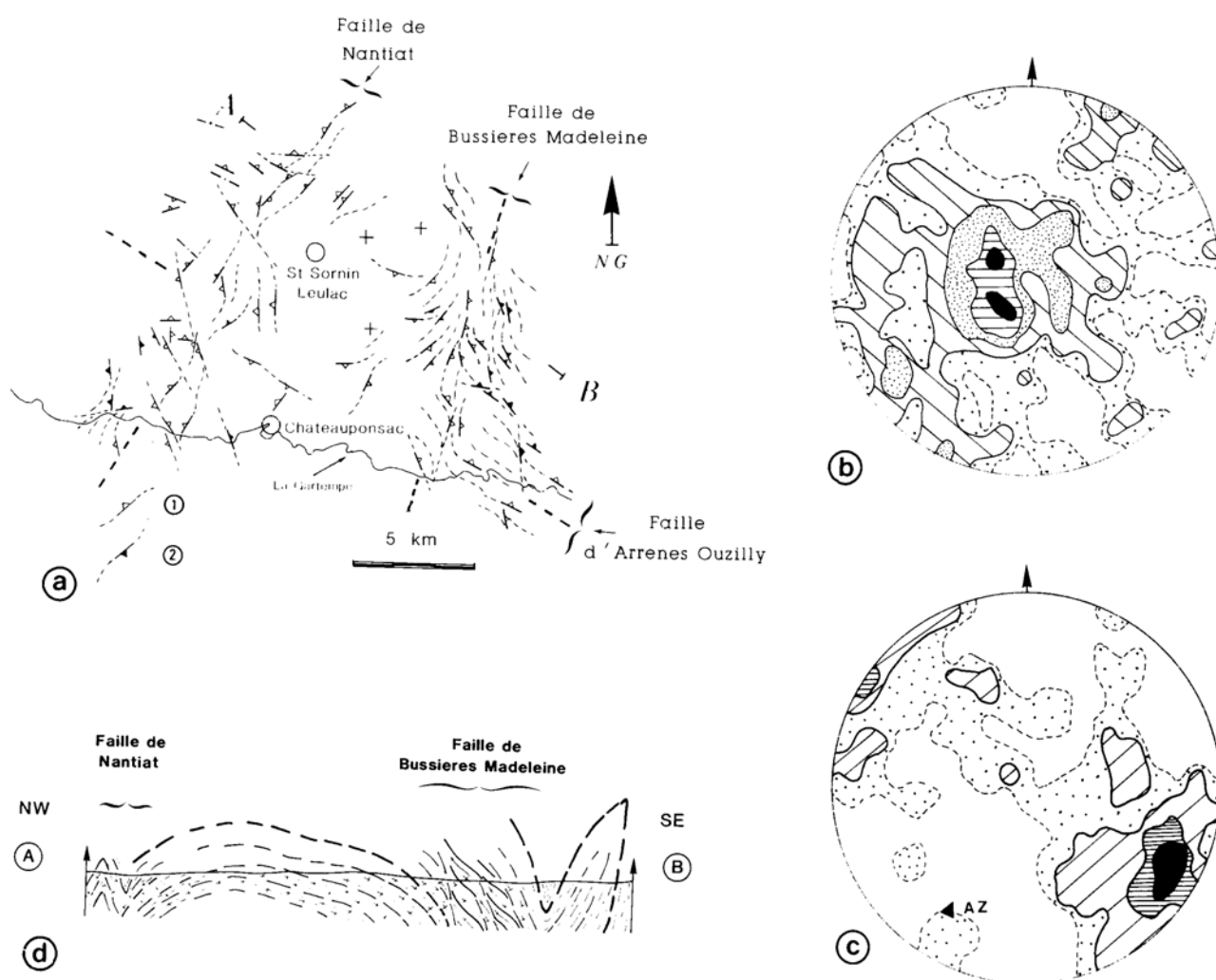


FIG. III-13 – Structuration ductile de la partie septentrionale du massif de la Brême d'après LESPINASSE et al. (1986). a : Image cartographique des trajectoires de foliation, (1) foliations magmatiques ; (2) foliations plastiques de l'encaissant. b : Pôles des foliations, canevas de Schmidt, hem. inf., 134 mesures, coupures pour 0,8 ; 2 ; 5 ; 8 max 11%. c : Stéréogramme des linéations mesurées dans le granite et son encaissant. Canevas de Schmidt, hem. inf., 78 mesures, coupures pour 0,8 ; 1,6 ; 3 ; max 6%. Noter : Les linéations sont sub horizontales ; l'axe de zone du meilleur plan moyen des linéations (noté AZ), est orienté N30°E et plonge de 25° vers le Sud. d : Coupe schématique NW-SE.

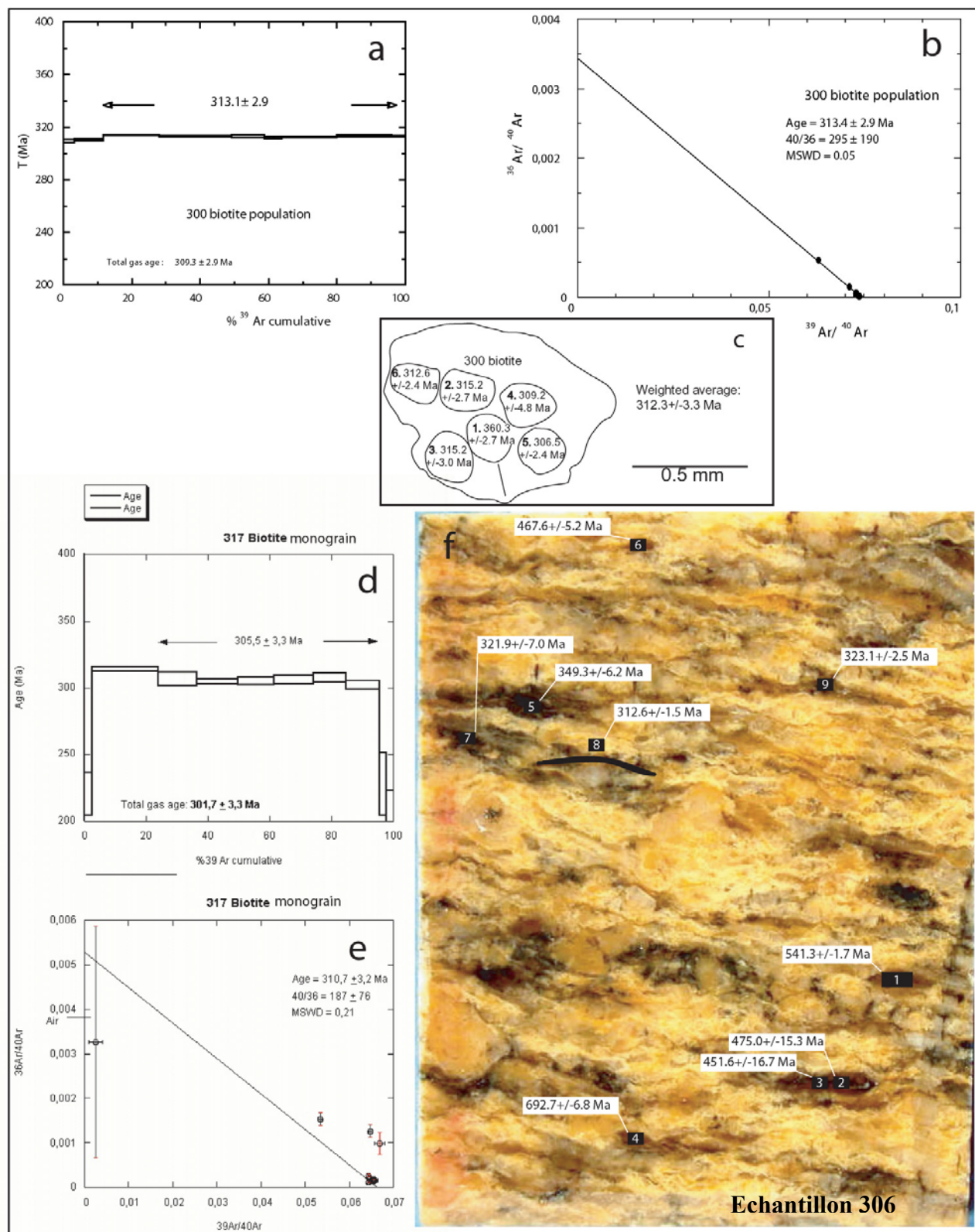


PLANCHE XXIII – Résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectués sur les leucogranites du massif de la Brême.

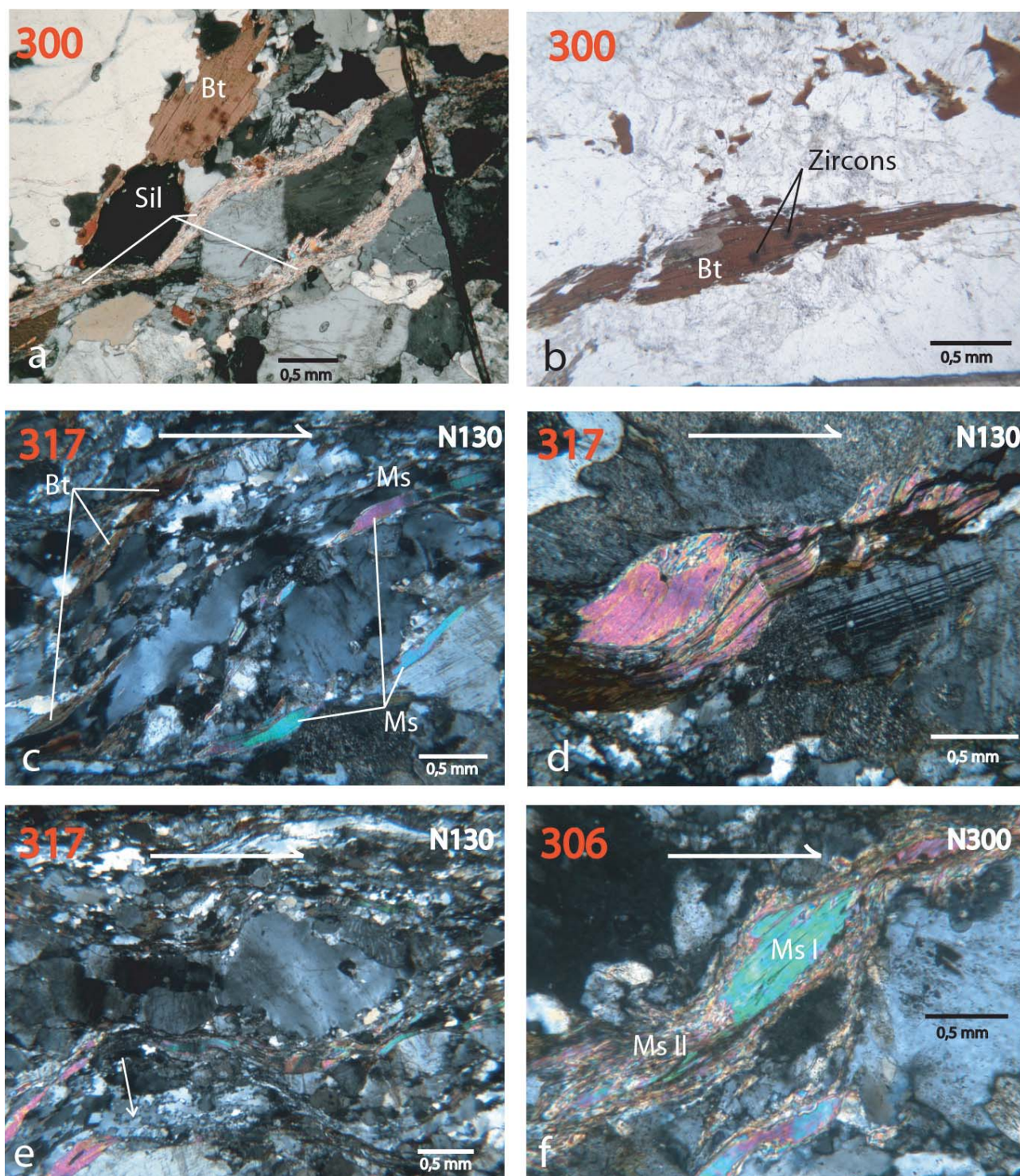


PLANCHE XXIV – Microstructures observées au cœur du massif leucogranitique de la Brême et sur ses bordures. a : Echantillon 300 (St Sornin Leulac). Plans de cisaillement soulignés par la sillimanite et quelques micas secondaires. b : Echantillon 300 (St Sornin Leulac). Biotites cisailées avec inclusion de zircons. c : Echantillon 317 (Faille de Bussières-Madeleine-hameau de Chégurat). Micafishs de biotite et de muscovite vers le N130. d. Echantillon 317. Biotite et plagioclase kinkés. e. Echantillon 317. Micafishs séparés par des rubans de quartz recristallisés avec joints de grains flexueux ou à 90°. f. Echantillon 306 (Faille de Nantiat-Rancon). Micafishs de muscovites magmatiques avec recristallisation de micas secondaires dans les ombres de pression.

VII-3. Description pétrostructurale et datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la limite ouest du massif, la faille de Nantiat : Echantillon 306 (Tableau 7, annexe 1)

Les leucogranites mylonitiques de la faille normale de Nantiat ont été prélevés à Rancon, à l'ouest de Châteauponsac (Fig. III-13a), pour une analyse ponctuelle par sonde laser sur section polie.

La foliation NS pend de 40° vers l'ouest et porte une linéation qui plonge de 35° au N300.

En lame mince, les muscovites asymétriques sont millimétriques et présentent des recrystallisations de micas secondaires dans les queues de cristallisation (Fig. f, Planche XXIV). Les bandes de cisaillement formées par les muscovites et les biotites sont séparées par des rubans de quartz recrystallisés. La limite entre les grains de quartz est curviligne impliquant qu'ils ont subis un intense phénomène de migration aux joints de grains typique d'une déformation de haute température autour de 600°C (Jessel, 1987). Les limites de grains entre le quartz et le feldspath sont lobées, significatives d'une déformation de haute température ($T > 600^\circ\text{C}$, Gower et Simpson 1992).

Sur 9 fusions ponctuelles (Fig. f, Planche XXIII) réalisées dans les zones de cisaillement ou dans les clastes, seuls trois âges (7, 8, 9) sont cohérents avec l'orogénèse Varisque. Ceux de **$321,9 \pm 7,0$ Ma et de $323,1 \pm 2,5$ Ma** sont obtenus sur des clastes de muscovite et celui de **$312,6 \pm 1,5$ Ma** sur une zone de cisaillement, caractérisée par la recrystallisation secondaire des micas. Les points 1, 4 et 6 sont définis par des âges extrêmement vieux ($541,3 \pm 1,7$ Ma, $692,7 \pm 6,8$ Ma et $467,6 \pm 5,2$ Ma) non significatifs qui sont le reflet d'un rapport $^{38}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ anormalement élevé comparé à ceux des points 7, 8 et 9 et traduisent une contamination par des fluides riches en chlore. Les points 2 et 3 indiquant également de vieux âges sont le résultat de signaux de faible intensité (marges d'erreur élevées). Les âges varisques obtenus sur cet échantillon sont de même ordre de grandeur ou un peu plus vieux que ceux obtenus au cœur du massif et sur les mylonites de la faille de Bussières-Madeleine. La période comprise entre 310 et 325 Ma fixe la limite supérieure pour l'âge de la déformation ductile de haute température (entre 600°C et 750°C) en faille normale vers l'ouest.

VII-4. Conclusion

Les biotites du granite de la Brême (Echantillon 300) procurent un âge plateau à **313 ± 3 Ma**, confirmé par l'analyse ponctuelle sur monograin, qui est interprété comme un âge de refroidissement pour l'ensemble du massif. Ces résultats ne sont pas incohérents avec une mise en place autour des 320 Ma – 325 Ma datée par la méthode U/Pb sur zircon (Holliger et al., 1986). Les âges compris dans l'intervalle $305,5 \pm 3,3$ Ma et $310,7 \pm 3,2$ Ma constituent un âge minimum pour la fin de la déformation ductile en faille normale vers le SE (faille de Bussières – Madeleine). Les âges varisques obtenus sur la faille de Nantiat dans les micro zones de cisaillement sont légèrement plus vieux que ceux acquis sur la faille de B. - M. mais compte tenu des marges d'erreur sont toutefois en accord avec l'ensemble des résultats.

Les données acquises sur le massif de la Brême confirment sa mise en place syntectonique déjà proposée par Mollier et Bouchez, (1982) ; Faure et Pons, (1991) ; Faure et al., (1990).

Relationships between carboniferous magmatism and ductile shear zones in the Northwestern French Massif Central: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

Aude Gébelin ^a, Maurice Brunel ^a, Michel Faure ^b, Patrick Monié ^a, Nicolas Arnaud ^a

^a Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, CC060, Place E.Bataillon, 34095 cedex5 Montpellier, France

^b Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

*Corresponding author

Tel. International: +33.4.67.14.45.97; fax International: +33.4.67.52.39.08

E-mail address: gebelin@dstu.univ-montp2.fr

Keywords: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, Microtectonics, Mylonite, Granite, Variscan orogeny, French Massif Central

Abstract

Within the Limousin area, variscan granitic plutons are spatially associated with normal faults and major strike-slip shear zones that continue the South Armorican shear zone. The new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and microstructural study of mylonites allow us to estimate the onset of movement on beginning of dextral wrench faults around 350-360 Ma and the end of the shearing around 300 Ma. We propose that the two generations of granitoids (granodiorites-monzogranites and leucogranites) were emplaced in transpressional context developing dextral strike-slip faulting and thrusting in response to a N-S to NW-SE convergence. The morphology and faulting pattern of the Limousin and Armorican massifs is compared to a pop-up structure now partially eroded.

The main, large ductile shear zone of the pop-up structure may correspond to a lithospheric scale strike-slip fault channeling the granitic magmas ascent. The syntectonic emplacement of granitic melts in ductile strike-slip shear zones could be explained by lower crust partial melting induced by shear heating in the upper mantle.

1. Introduction

Many studies have shown that melts have an influence upon the rheology and deformation of the crust (Davidson *et al.*, 1994). Some examples described by Hutton and Reavy (1992), Davidson *et al.* (1992), Tikoff and Teyssier (1992) and Tikoff and St Blanquat, (1997) showed a close relationships between magmas and crustal ductile shear zones. Nevertheless, qualitative observations of geological maps, lead to the following questions: does the deformation triggers the magma formation and its ascent? Does magma rheology has an impact of the location of the crustal deformation? Finally, do both, magmas and tectonics, represent the results of a larger scale event? All these questions can be debated in our studied zone: the Limousin area, located in the northwestern part of the French Massif Central (France).

The Variscan French Massif Central, is a collision belt which first experienced crustal stacking and thickening (Matte, 1986), followed by extension and crustal thinning (Faure, 1989 ; Van den Driessche and Brun, 1989 ; Faure *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1990 ; Faure, 1995). During the Carboniferous post-collisional crustal thinning episode, many leucogranites were emplaced in the crust hiding the earlier crustal structures and consequently their own zone-source (Faure, 1989; Faure and Pons, 1991).

On the western side of the Sillon Houiller sinistral wrench fault, the Limousin area is characterised by numerous leucogranites resulting from, partial melting of the pre-Variscan crustal basement (Cuney *et al.*, 1990).

These leucogranitic intrusions are spatially associated with normal faults and major strike-slip shear zones that may have controlled the ascent and emplacement of magmas.

Two different ductile shear zones are recognized: a series of E-W to NW-SE striking wrench faults, usually incised at right angles by N-S normal faults. For example (Figure 1), the Marche sinistral wrench fault in close association with leucogranites, is cut by the N-S Nantiat and Bussières-Madeleine normal faults, which tectonically assisted the Brême leucogranite cooling (Mollier and Bouchez, 1982; Faure and Pons, 1991). The E-W to NW-SE Arrênes-St Michel de Veisse-Felletin – La Courtine wrench fault network is incised by the N-S normal Argentat fault (Figure 1). Shear zones often form the boundaries of granitic massifs but sometimes cut across them. This is the case of the N-S Pradines dextral wrench fault that crosses the Millevaches massif lengthways (Gébelin *et al.*, 2004).

The E-W to NW-SE wrench fault and the general geometry of Limousin accidents could correlated to the South Armorican shear zone extent.

The kinematics and the activity period of these accidents are misunderstood and are the subjected to discussion about the structure and the evolution of the continental crust in this part of the Massif Central. The aim of this study is to understand: i) the relationships between normal faults and strike-slip shear zones, ii) the structural link between the Limousin accidents and the South Armorican shear zone, iii) the geodynamic context in which the fault pattern developed. To assess those questions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating has been used on

various series. Granites cores and borders were dated to infer a possible syntectonic granite emplacement, as already suggested by Mollier and Bouchez, (1982), Faure *et al.*, (1990), Faure and Pons, (1991), Gébelin *et al.*, (2004). Biotite-sillimanite-cordierite gneisses collected within and far of the shear zone, and representing the granite basement were also dated. Finally, granulite enclaves within granite were dated. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, the granites deformation textural study and the shear zones kinematics will be first compared and discussed within the Limousin strike-slip faulting context, then replaced in a general geodynamical scheme. A crustal evolution model of the Limousin and Armorican massif areas will be proposed in order to discuss the relationships between magmatism and tectonic events experienced by the Variscan orogeny between 360 and 300 Ma.

2. Geological setting

The West European Variscan belt results from the collision between Gondwana and Laurentia-Baltica plates. The following chronology of the main events is compliant to the Limousin geology: an eo-Variscan Silurian stage relate to the closure of oceanic domains, leading to the formation of high-pressure rocks (Santallier *et al.*, 1994; Lardeaux *et al.*, 2001). A Devonian to early Carboniferous stage related to the continental collision and nappe stacking in Barrovian metamorphism conditions. In Limousin, the end of the nappe tectonics is characterised by two main igneous events dated at about 355 Ma: the emplacement of peraluminous biotite \pm cordierite granites (Guéret type) and the so-called “tonalitic line” consisting in a series of high and medium-K calc-alkaline diorites, tonalites and monzogranites. A first late Visean to Namurian extensional tectonics resulting in a post-collisional crustal thinning (Faure, 1995). This extensional stage induced a ductile deformation characterized by a NW-SE stretching direction and was coeval with the Limousin leucogranites emplacement (peraluminous two-mica granite) and associated strike-slip and normal faults (Faure, 1995). Finally, a late orogenic extensional tectonics (Late Carboniferous to Early Permian in age) yields intra-mountane coal basins and was coeval with the lower granulitic crust formation (Pin and Vielzeuf, 1983).

Slashed by many ductile shear zones, the Limousin is a key area for a good understanding of the Variscan continental crust structuration. This area is covered-up to the west by the “Seuil du Poitou” Mesozoic series and limited to the east by the Sillon Houiller sinistral wrench fault. From west to east, we recognised the Brême, Millevaches, and Guéret massifs, which are bounded by large ductile mylonitic shear zones of two different types (Figure 1):

The first one represented by E-W to NW-SE striking wrench faults like the E-W Marche sinistral wrench fault which separates the Guéret massif from the Aigurande plateau, or the NW-SE Ouzilly, Arrênes, St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine dextral wrench faults.

The Second type corresponds to normal faults and cut the previous strike-slip faults (type one) at right angles.

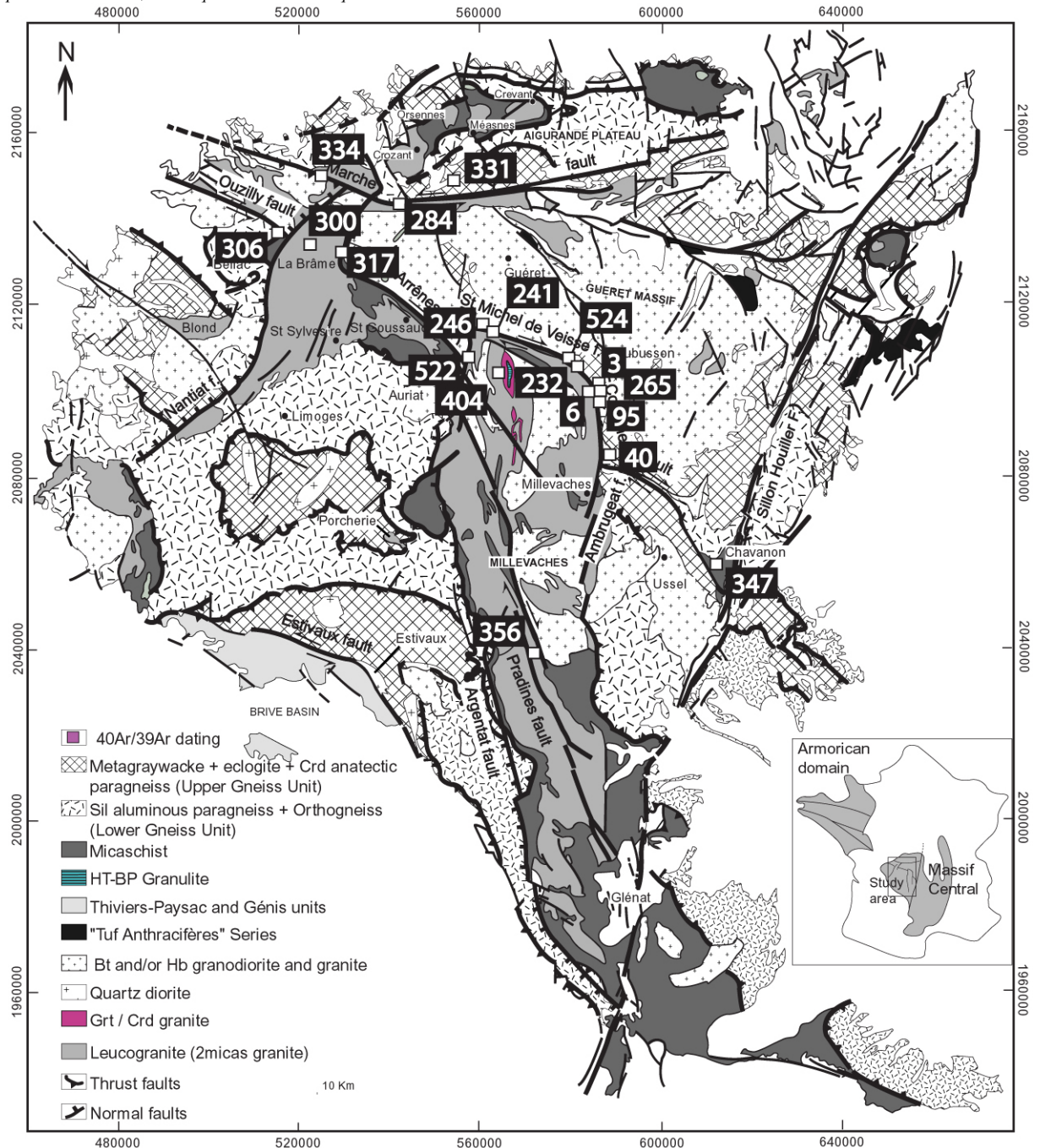


Figure 1 :
Simplified geological map of the northwestern part of the French Massif Central with the location of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating.

From west to east, we distinguish the N-S Nantiat normal fault which forms the western boundary of Brême leucogranites and separates them from the Bellac Paleozoic units; The Bussières-Madeleine normal fault which limits the Brême massif from the Guéret massif on its western border; The N-S normal Argentat fault which forms the western boundary of the Millevaches massif. On its western side, the Millevaches plateau is separated from the Limousin metamorphic units [Floc'h, 1983] by the ductile and brittle Argentat fault; To the north, the "St Michel de Veisse" dextral wrench fault which limits the Millevaches to the Guéret granitic massif; And finally to the east, the Millevaches massif is divided from cordierite anatexites and biotite-sillimanite paragneiss units by the Felletin - la Courtine shear zone. It is affected in its central part by the N-S (2 to 6 km) thick Pradines ductile dextral wrench fault.

3. The mylonitic deformation features: Example of the Felletin – La Courtine dextral ductile shear zone (Figure 1 and 2)

3.1 Outcrop scale description

The Felletin-La Courtine fault zone was mapped along the northeastern edge of the Millevaches massif (Figure 1). The Felletin-La Courtine fault zone shows preserved metasedimentary series, possibly equivalent to the Limousin area. Quartz lattice preferred orientation performed on the granites derived mylonites within the Felletin-La Courtine fault zone fielded a temperature estimate between 400 and 700°C for the mylonitization. The Felletin-La Courtine fault zone deforms rocks that have undergone previous Variscan deformation such as cordierite migmatites, biotite-sillimanite gneiss and

micaschists. Its peculiar geometry consists of two sections.

The N-S section

Along the eastern edge of the Millevaches massif, the Felletin-La Courtine fault zone affects the Millevaches leucogranites which experienced two deformation events. First, N-S foliation is sub vertical and the lineation plunges shallowly ($< 30^\circ$) to the south (sample 188, Figure 2a). Shearbands indicate a dextral wrench sense. It is worth noting that to the east and NE of Felletin (Figure 2), sinistral wrench movement in the mylonitic leucogranites can be observed (sample 3 and 524 on Figure 1).

The first deformation is superimposed by a second, corresponding to southwestward reverse faulting. The associated foliation strikes NW-SE and dips shallowly ($< 30^\circ$) to the NE. The lineation is oriented NE-SW and develops shearbands indicating sinistral SWward shearing (Figure 2b). Both, dextral wrench fault and reverse fault can be observed within the same granite. The first and second lineations are defined by the orientation of mica wrapping around well-preserved feldspar porphyroclasts and by deformed quartz grains (see description in thin-section in § 3.2).

The Felletin-La Courtine fault zone also affects cordierite migmatites, biotite granites (Guéret type) and biotite-sillimanite gneisses. Those last two formations form N-S fault-bounded lozenges. North of the Felletin-La Courtine fault zone, the foliation of gneisses and granites is orientated N310 - N340 and dips between 20° and 85° NE from west to east (Figure 2, zone 1, F1). The gneiss foliation is consistent with the flat leucogranites foliation (second phases). The biotite granite foliation strikes around N330-50°NE to become sub vertical near the cordierite migmatites (Figure 2, zone 1). The gneiss and granite lineation dips shallowly (30°) (Figure 2, zone 1, L1). Shearbands indicate (in particular in the ultramylonites of biotite granite) a south directed reverse fault mechanism. These ultramylonitic granite (sample 95, §3.2) outcrops are well recognizable from their blackish aspect.

Southward, near Clairavaux, the Felletin-La Courtine fault zone moves away from the Millevaches leucogranites and from a N-S direction (Figure 2, zone 2, F2), the foliation gradually strikes NW-SE. In that area, all series become sub vertical. Lineations are sub horizontal with shallow down-dip plunge that rarely exceeds 25° southeastward (Figure 2, zone 2, L2). Shear criteria indicate dextral wrench sense movement.

The EW to NW-SE section

The biotite-sillimanite gneiss and biotite granites form stripes parallel to the Felletin-La Courtine fault zone general trend. The foliation planes strike N300-and dip 55 to 80° SW (Figure 2, zone 3, F3). Near Clairavaux, the foliation usually dips 60° to the SW, but towards the southeast it becomes sub vertical. In all series, the lineations have a low dip varying between 0° and 20° (Figure 2, zone 3, L3).

Biotite granite outcrop in the EW to NW-SE section show large shearbands indicating a dextral sense of

shearing (samples 375 and 12, Figure 3g). Feldspars have asymmetric pressure shadows containing small quartz grains, and plagioclases (Figure 3a). Here too, the quartz grain shape is inclined of 40° with respect to the shear plane.

3.2 Mylonites description in thin section

3.2.a Granite mylonites

The mylonites protolith corresponds to syntectonic leucogranites or syntectonic Guéret type granite emplaced in strike-slip faults.

The leucogranites (or 2 micas granite) and Guéret type granite are composed of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, muscovite (ubiquitous in the leucogranites and rare in Guéret type granite), plus accessory minerals (apatite, zircon, monazite). Several deformation stages are expressed in the field: protomylonites, mylonites and ultramylonites (Figure 2).

Within the leucogranite mylonites, in the initial stages, quartz and micas forming micafish (1 cm size) outline C surfaces. Micafish always locate around asymmetric σ -type K-feldspar. Gradually, the magmatic muscovite is surrounded by smaller secondary muscovite crystals that also occurring in pressure shadows (Figure 3b). In the ultramylonitic stage, the recrystallization of primary muscovite into secondary muscovite is important and gives thin shear bands (0.1 mm thick) built of new formed mica (Figure 3c). These are supposed to develop at the end of fault activity under low temperature conditions (300°C). The quartz ribbons form micro dextral shear-zones and present a maximum grain shape orientation around 40° angle with ribbon boundaries (sample 188, Figure 3d).

For Guéret type granite (sample 95, Figure 3e), the ultramylonitic microstructure consists essentially of three types of alternating bands: mica bands + plagioclase pure K-feldspar bands (fine-grained aggregates plus porphyroclasts) and quartz. The biotite and muscovite crystals are disrupted to form fine-grained, mica-rich bands, associated with white mica resulting from plagioclase breakdown. Scarce magmatic muscovite crystals dextrally sheared are preserved. K-feldspar occurs as stretched layers of finely crushed microbreccia where a few, rounded porphyroclasts can be seen. Quartz is concentrated in pure quartz bands that extend parallel to the shear planes. These bands consist of fine-grained recrystallized aggregates and the main axe of quartz grain gives the average orientation of the X-axis. This direction lies entirely within S surfaces in the initial deformation stages and makes an angle of 35° with C surfaces (Figure 3f). Quartz bands develop isoclinal microfolds consistent with the overall dextral shear sense.

In mylonitic facies (sample 375 and 12, Figure 3a, 3g), the porphyroclasts present well-developed asymmetric tails of recrystallized plagioclase and quartz. Grain shape orientation indicates dextral shearing. The majority of porphyroclasts show a consistent asymmetry at both outcrop and microscopic scale. The quartz ribbons are formed of elongated small grains making an angle around 35 - 40° with C shearing surfaces.

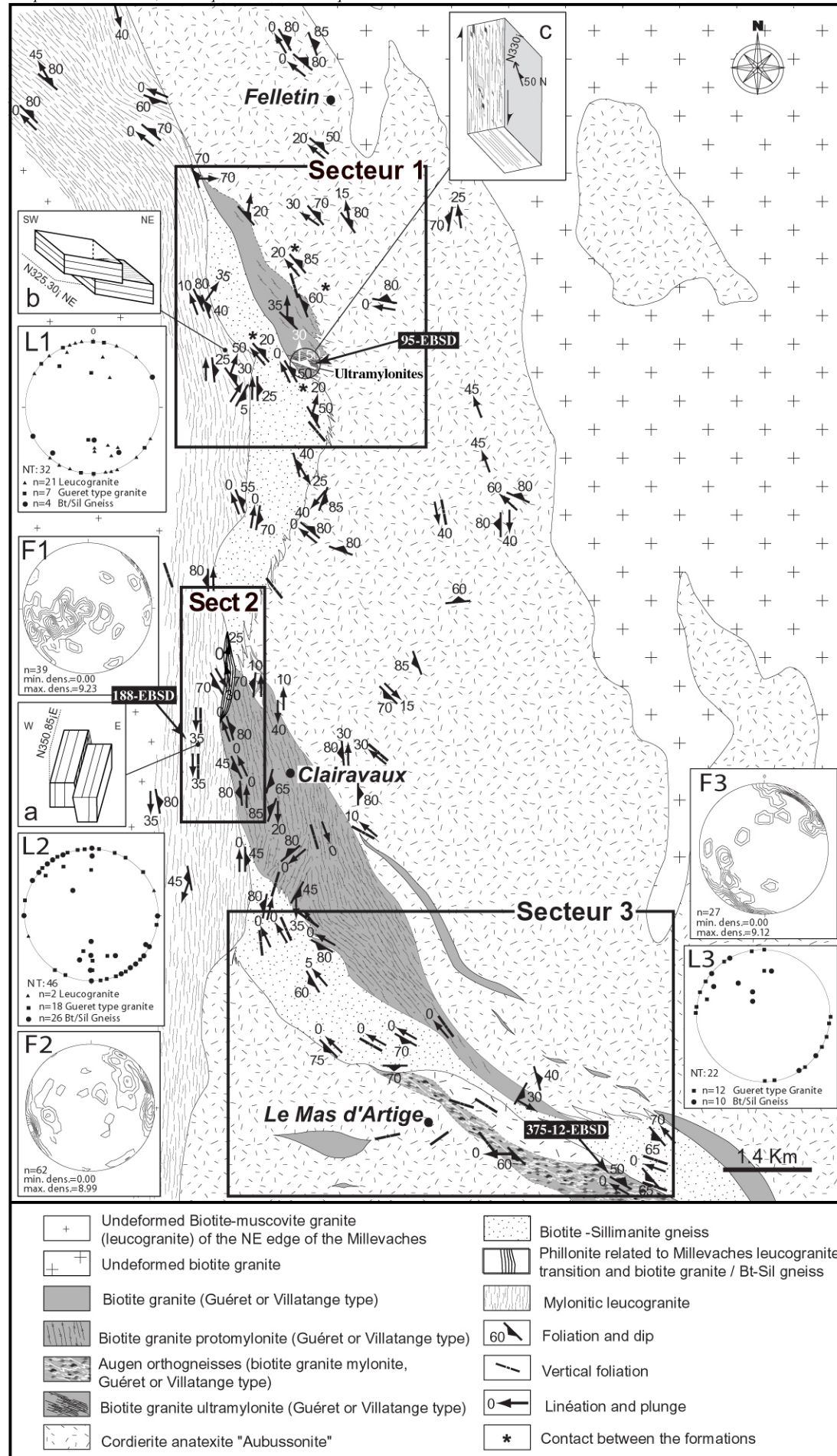


Figure 2:
Geological map of Felletin-La Courtine shear zone.

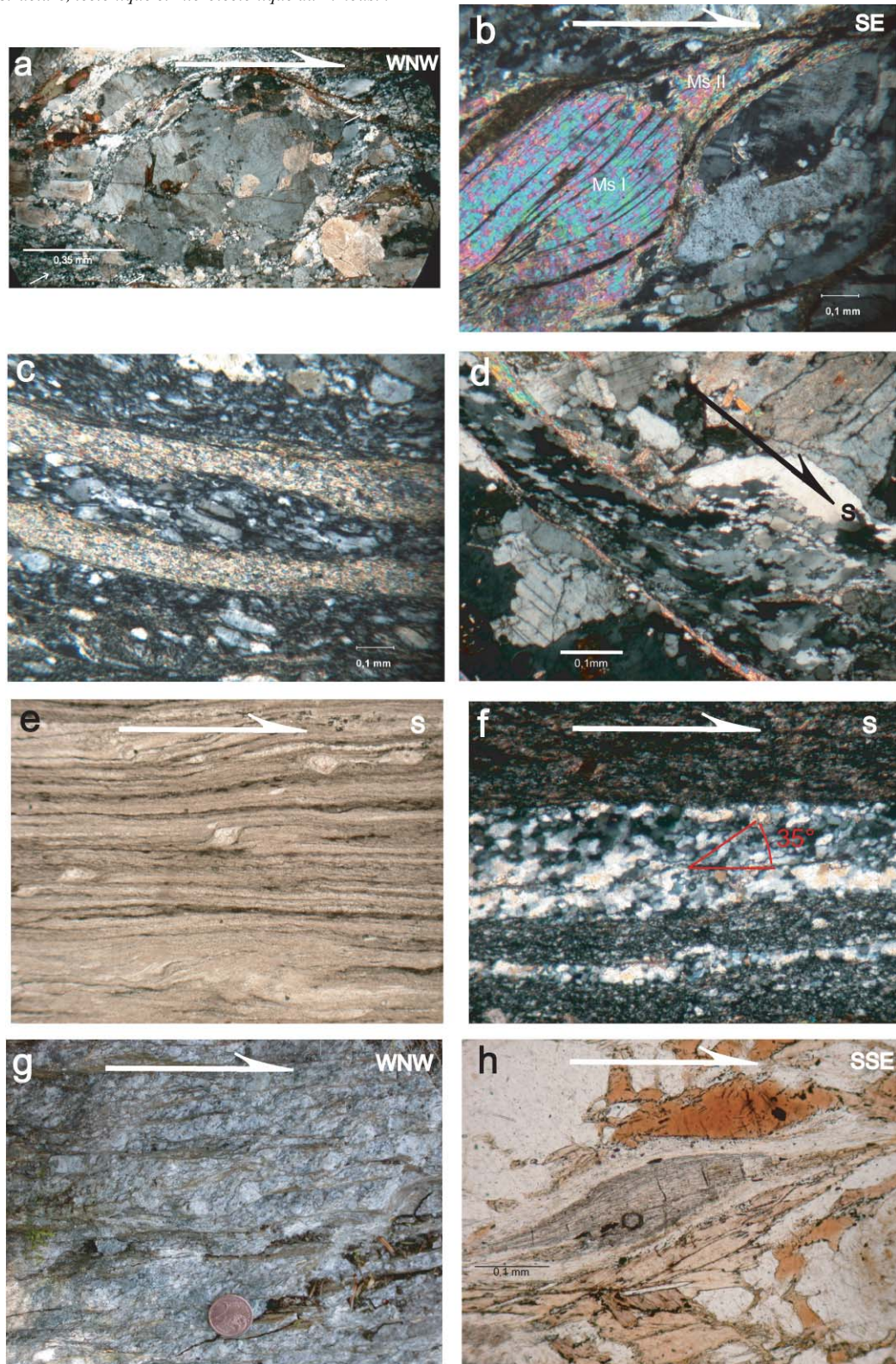


Figure 3:

a) Sample 375, (biotite granite mylonite), recrystallization of quartz and feldspar in the pressure-shadow forming micro dextral shear-zones measured using EBSD microprobe. b) Leucogranite, recrystallization of secondary muscovite in the magmatic muscovite pressure shadow. c) (Leucogranite), recrystallization secondary micas in micro shear band. d) Sample 188, (leucogranite), quartz ribbon forming a micro dextral shear-zone and presenting elongated small quartz grains making an angle around 35-40° with C shearing surface. These ribbons have been performed using EBSD microprobe. e) Sample 95, (biotite granite ultramylonite), ultramylonitic texture. f) Quartz ribbons formed of elongated small grains making an angle around 35-40° with C shearing surface. Quartz grain has been performed using EBSD microprobe. g) Outcrop 375, (biotite granite mylonite), C-S structure indicating a dextral sense of shearing. h) Sample 40, (biotite-sillimanite gneiss), sillimanite dextral sheared.

3.2. b Paragneiss-mylonites

Biotite-Sillimanite paragneiss represent the metamorphic pelitic sequence. They are located within the Felletin-La Courtine fault zone. They are composed of K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, sillimanite and scarce muscovite. On XZ oriented sections a strong layering is formed by pluricentimetric quartz ribbons separating elongated aggregates of sillimanite and biotite. C-S microstructures with stable prismatic and fibrolite sillimanite and biotite yield a dextral shearing sense (Figure 3h). Cordierite is sometimes related to these phases. Large quartz grains show undulatory extinction and subgrain boundaries, with interlobate subgrain indicating grain boundary migration ($T > 600^{\circ}\text{C}$; Jessel, 1987). Rectangular grain boundaries form a reticular or mosaic-like pattern indicating extensive grain boundary migration, typical of high temperature ($T > 600\text{--}650^{\circ}\text{C}$) sub-solidus deformation [Gapais *et al.*, 1986 ; Tommasi and Vauchez., 1994]. K- feldspar shows undulatory extinction and microcline domains ($T > 600\text{--}650^{\circ}\text{C}$; Eggleton et Buseck, 1980). Ubiquitous myrmekites are located systematically adjacent to the K-feldspars.

3.3 Quartz preferred orientation by electron diffraction techniques

Four samples of mylonitic biotite granite coming from the Felletin-La Courtine ductile shear zone have been studied using EBSD.

The first rock (sample 95, Figure 3e), sampled in the N-S section, consists of ultramylonitic Guéret type granite (see description §3.2a). The ultramylonites foliation strikes N330, dips 50° NE, and bears an N-S mineral lineation. C-S criteria indicate a top to the south reverse fault mechanism.

The quartz c-axes fabric is of girdle type and contains a marked concentration of C axes parallel to the Y-axis of the finite strain ellipsoid (Figure 4). This is compatible with plastic deformation by dominantly $\langle a \rangle$ prismatic glide, which occurs between 400°C and 700°C (Tullis *et al.*, 1973, Mainprice and Paterson, 1984). The quartz c-axes pole shows a small obliquity with respect to Y (Figure 4).

Samples 12 and 375 (Figure 3a and 3g) correspond to mylonites in the Guéret type granite. They are located within the NW-SE portion of the La Courtine-Felletin shear zone (Figure 3, zone 3). The foliation planes are subvertical and strike E-W and the lineation is sub-horizontal. These granites experienced a less intense deformation than the first sample (95). X is therefore defined by the quartz grain shape orientation.

The quartz c-axes of sample 12 (Figure 4) can be interpreted as the result of preferential activation of prismatic $\langle a \rangle$ and rhomboedric glide systems. The a and m-axis maxima make an angle of $20^{\circ}\text{--}25^{\circ}$ with the lineation (X). The r-axis maximum has a bimodal distribution in the XZ plane at right angle with the foliation. The inverse pole figures show the importance of r plane and its direct relationships with the foliation and the lineation. For temperatures close to those developed during the syntectonic granite crystallization, Kruhl and Peternell (2002) showed that the quartz slip systems act with rhomb planes. These authors add that

the acquisition and the stabilisation of this glide system is a fast process that occurs immediately after the end of the deformation.

The quartz c-axes pattern of sample 375 shows a dominant maximum closer to the centre and characterizes a dominant $\langle a \rangle$ prismatic glide. Another lower ponderated maximum develops in the XZ plane (Figure 4).

Sample 188 corresponds to the mylonitic (Figure 2d) leucogranites forming the NE edge of the Millevaches massif (Figure 3, zone 2). As seen previously, they present a N-S subvertical foliation bearing a low –down plunge ($< 30^{\circ}$) to the south. C-S relationships indicate dextral wrench movement.

The quartz c-axes are clustered in the dominant maximum in the centre (Y) of the pole figure. Another maximum develops at 40° from Y. The quartz-a-axis maximum implies a dextral shear convenient with field and microstructures observations (Figure 4).

In four samples, the fabric contains a marked concentration of c axes parallel to the Y-axis of the finite strain ellipsoid. This is compatible with plastic deformation by dominant prismatic $\langle a \rangle$ glide. The shearing sense deduced from microstructural and field observations is dextral. The quartz-a-axis maximum of sample 188 confirms this vorticity of flow. For the others samples, it is difficult to deduce through the quartz-a-axis a sense of shearing. The petrographical data (stability of mica) combined with a dominant prismatic slip in the quartz suggest that the deformation took place at relatively high temperature between 400° and 700°C . The development of C and S surfaces is acquired at this time. The quartz fabric acquisition developed during the biotite granite (Guéret type) and leucogranite cooling.

3.4 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of St Michel de Veisse – Felletin - La Courtine ductile shear zone (see location on Figure 1 and Table A)

The age of the St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine accidents activity period is misunderstood. To understand the relative chronology between magma emplacement, regional tectonic context and ductile shear zones, samples have been collected within shear zones and far of them. To infer a possible syntectonic granite emplacement already suggested by the microstructural study, granites cores and borders were dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Representing the granite basement, biotite-sillimanite gneisses were also analysed within the shear zone and also far of granite which could induce resetting.

3.4.a Undeformed leucogranite (Figure 5a, Table 1)

Sample 6 comes from the NE edge of the Millevaches massif near St Quentin-la-Chabanne on the western boundary of the Felletin-La Courtine shear zone. It contains K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite and predominantly coarse muscovite large grain (10 mm). Biotite shows sometimes a beginning of chloritisation and contains inclusions of zircon and/or monazite.

The bulk biotite sample has a discordant age spectrum with apparent ages ranging from 305 to 338 Ma. For 70% of the total ^{39}Ar released, these ages vary

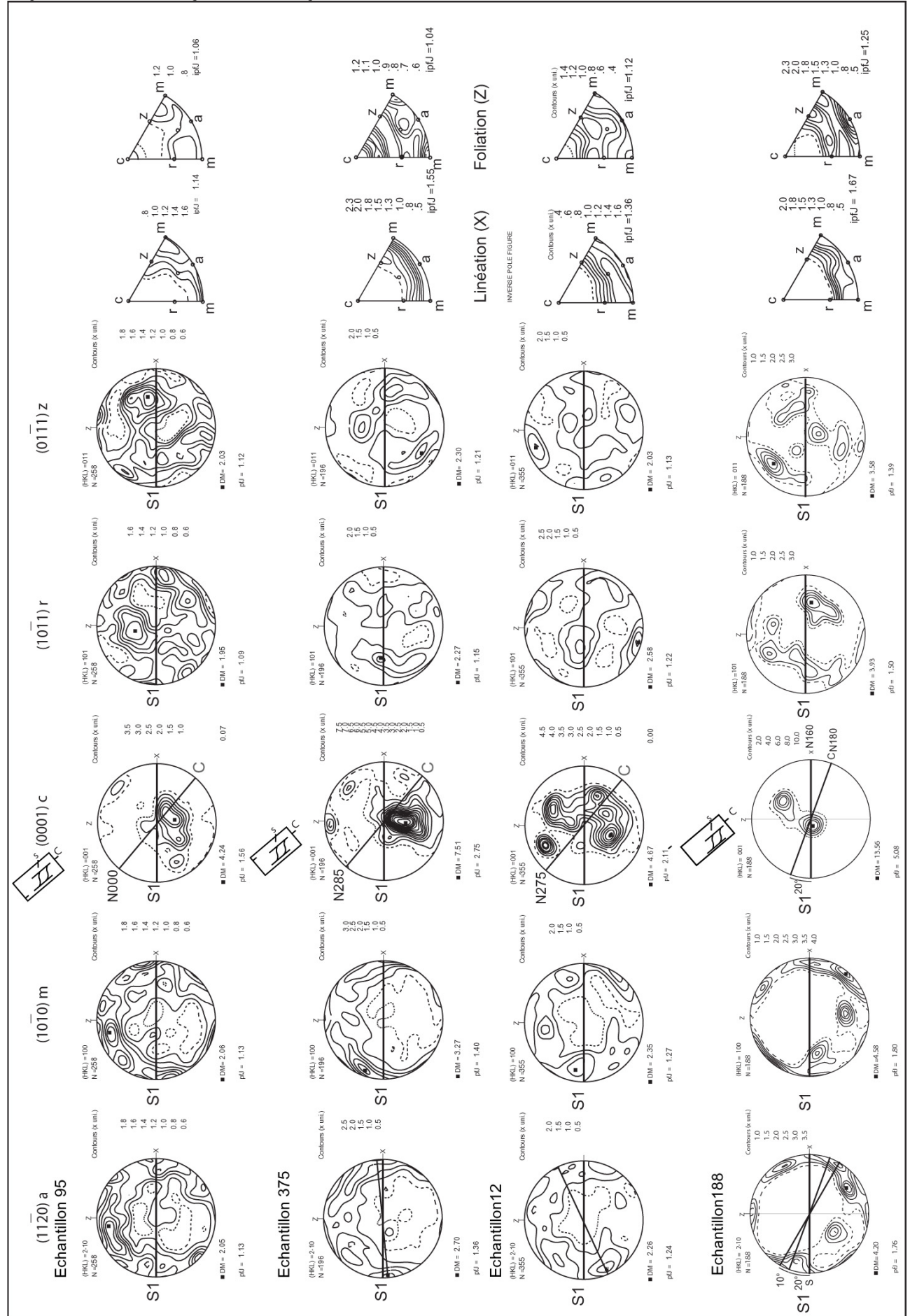


Figure 4: Quartz LPO measured using the EBSD technique. Equal area projection, lower hemisphere. Foliation (XY plane) is vertical and lineation (X) is horizontal in this plane. N: number of measurements. DM : maximum density.

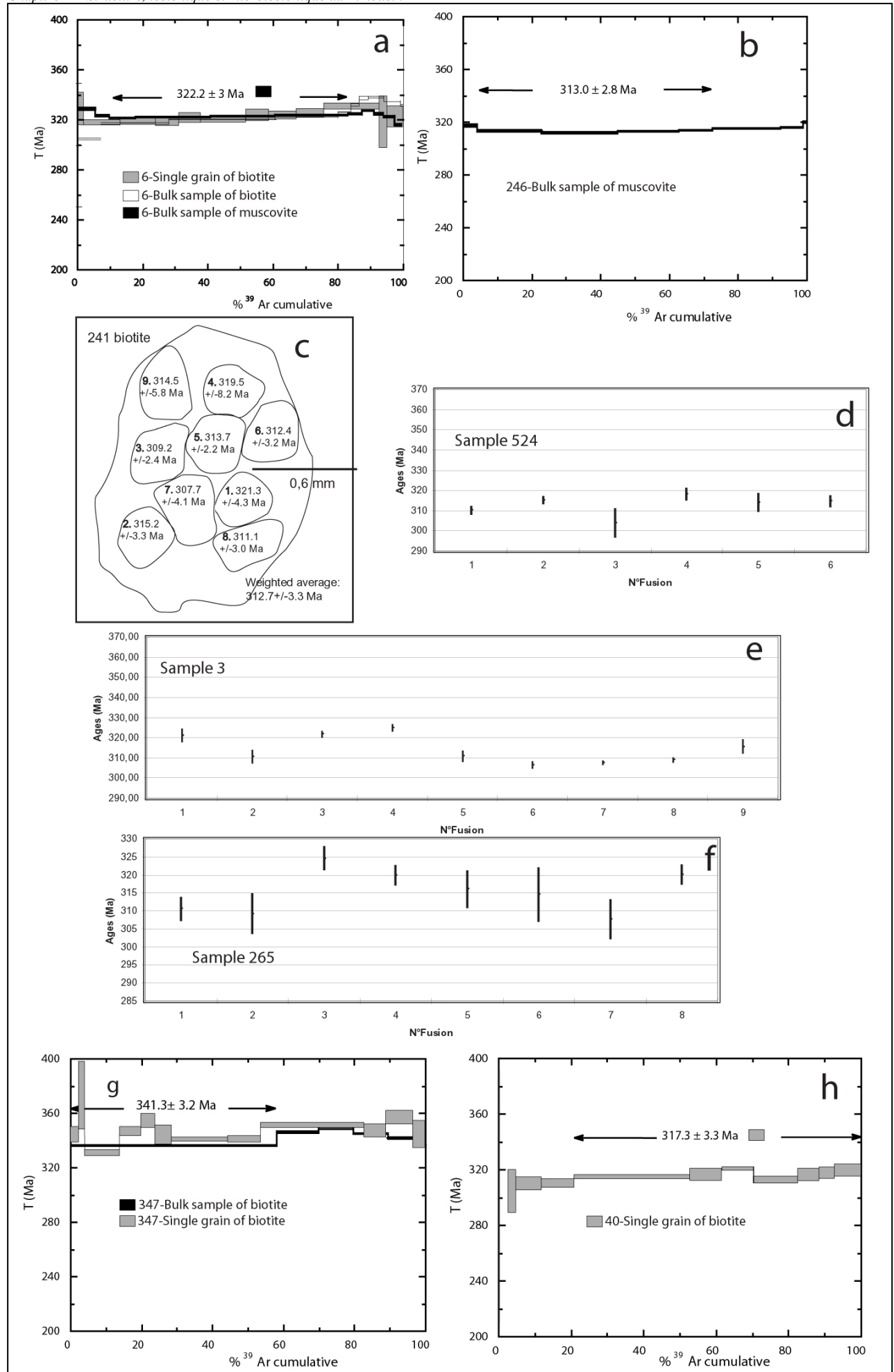


Figure 5: Felletin-La Courtine shear zone $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. Sample location in Fig. 1

between 317 and 322 Ma. The $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot gives an intercept age of 320.8 ± 4.3 Ma with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 450 ± 47 (Table B) which suggests the presence of some excess ^{40}Ar , possibly linked with the partial chloritisation of the biotite.

A single crystal of biotite gives an age spectrum less disturbed than the bulk sample one, but we note an age increasing from 318 Ma to 331 Ma. The $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot gives an intercept age of 322.8 ± 3.5 Ma with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 299 ± 37 (Table B).

The bulk muscovite sample yields a plateau age of 322.2 ± 3.0 Ma on 70% of the total ^{39}Ar released (Table B). The fact that biotite and muscovite have respectively closure temperature for argon diffusion of 300°C and 400°C (Harrison et al., 1985; Hames and Bowring, 1994), the similarity of ages indicates that cooling was fast at 320-322 Ma when the granite crosscuts the 300-400°C isotherms.

3.4.b Northern continuity of Felletin-La Courtine fault, St Michel de Veisse fault (Sample 246, 241) (see location Figure 1 and table A)

It is difficult to individualize the Felletin-La Courtine and St Michel de Veisse faults for they are in continuity.

St Michel de Veisse fault presents a E-W to NW-SE orientation and it forms the northern edge of the Millevaches massif. Kinematic criteria associated to the subhorizontal lineation including asymmetric plagioclase augens, boudinage, mica fish structures, indicate a dextral sense of shearing. Many samples have been collected along this fault (sample 246 and 241).

We analyzed a bulk muscovite sample from a mylonitic leucogranite (246). Muscovite yielded a plateau age of 313.0 ± 2.8 Ma for 68% of ^{39}Ar released (Figure 5b, Table 1) and an intercept age of 315.3 ± 3.0 Ma in the $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ isotope correlation plot (Table B, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ of 324 ± 28 ; MSWD=0.69).

The biotite-sillimanite gneiss (241) from the St Michel de Veisse fault provides a weighted average of 312.7 ± 3.3 Ma on nine spots obtained on a single biotite grain (Figure 5c, Table 2).

3.4.c The Felletin-La Courtine fault (Sample 524, 3, 265, 40, 347; Figure 1)

To the east and NE of Felletin (Figure 3), sinistral wrench movements in the mylonitic leucogranites can be observed. To compare the activity period of dextral and sinistral wrench movements, two mylonites indicating sinistral sense of shearing (sample 3 and 524, Figure 1) have been analysed on polished section.

Dating of tiny secondary mica within shear bands give ages ranging from 303.8 ± 6.7 Ma to 318.3 ± 2.6 Ma on sample 524 (Figure 5d) and from 306.5 ± 1.6 Ma to 325.0 ± 1.4 Ma on sample 3 (Figure 5e) (Table 2). These ages are consistent with the results obtained within dextral wrench fault (sample 246).

To discuss relations between wrenching and reverse faulting observed in the mylonitic leucogranites of the

NE edge of the Millevaches massif, we analysed on polished section the muscovites of sample 265 indicating southwestward movements (Figure 1).

Muscovite ages range from 307.7 ± 5.2 to 324.6 ± 3.1 Ma (Figure 5f, Table 2). Similarly, those obtained on recrystallized shear zone vary from 310.5 ± 3.1 Ma to 316.0 ± 4.9 Ma. These ages are consistent with the wrench fault activity.

A single crystal of biotite (sample 40) coming from biotite-sillimanite gneiss septa in the Felletin –La Courtine fault, yields a plateau age of 317.3 ± 3.3 Ma for 80% of ^{39}Ar released (Figure 5h, Table 3 and B). The isochron gives an age of 316.3 ± 3.5 Ma with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 347 ± 93 and a MSWD=2.1 (Table B).

Sample 347 was collected far of leucogranites in the Gorges du Chavanon forming the SE continuity of Felletin-La Courtine shear zone. The foliation strikes N080 and dips 60° northwards. The lineation down-dip plunges N270. Biotite grains are dextrally sheared.

The bulk sample of biotite yields a discordant age spectrum with a unique plateau of 341.3 ± 3.2 Ma for 58% of ^{39}Ar released (Figure 5g, Table 5 and B). There is a very sharp increase in the ages at 700°C with a maximum age of 349.0 ± 0.4 Ma at 800°C, then it decreases to come back to 336 Ma at 1400°C.

The age spectrum of a single grain of biotite increases from 324 Ma to 352 Ma. 352.6 ± 5.4 Ma could correspond to a minimum age of biotite initial stage that was reset at 324.8 ± 2.6 Ma (Figure 5g, Table 5). This age around 324 Ma is consistent with other ages obtained on the ductile strike slip St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine shear zones.

3.5 Preliminary conclusion about the Felletin-La Courtine ductile shear zone

The Felletin-la Courtine ductile shear zone involves many rock types: Bt-Sil gneiss, Crd anatexites, biotite granites and leucogranites. Its complexity, dextral wrench fault, sinistral wrench fault and reverse fault, results from several deformation mechanisms.

- 355-350 Ma: The fault first affected the Paleozoic nappes before the successive granite intrusions disturbed its geometry (sketch A and B, Figure 6).

The Guéret granite is older than the leucogranites. Ultramylonitic sample 95 is derived from the Guéret granite dated at 356 ± 10 Ma by Rb/Sr (Berthier et al., 1979) and to the Villatange granite dated recently on monazite by electron microprobe at 353 ± 5.8 Ma (Rolin et al., submitted). As seen before (§4.2), the Guéret type granite (sample 95) recorded the ductile deformation on the Felletin-la Courtine ductile shear zone during its cooling between 400°C and 700°C. Along the St Michel de Veisse wrench fault, the Guéret type granite shows the same type of deformation. We conclude that the Felletin-la Courtine and St Michel de Veisse faults were already active at 350 – 360 Ma.

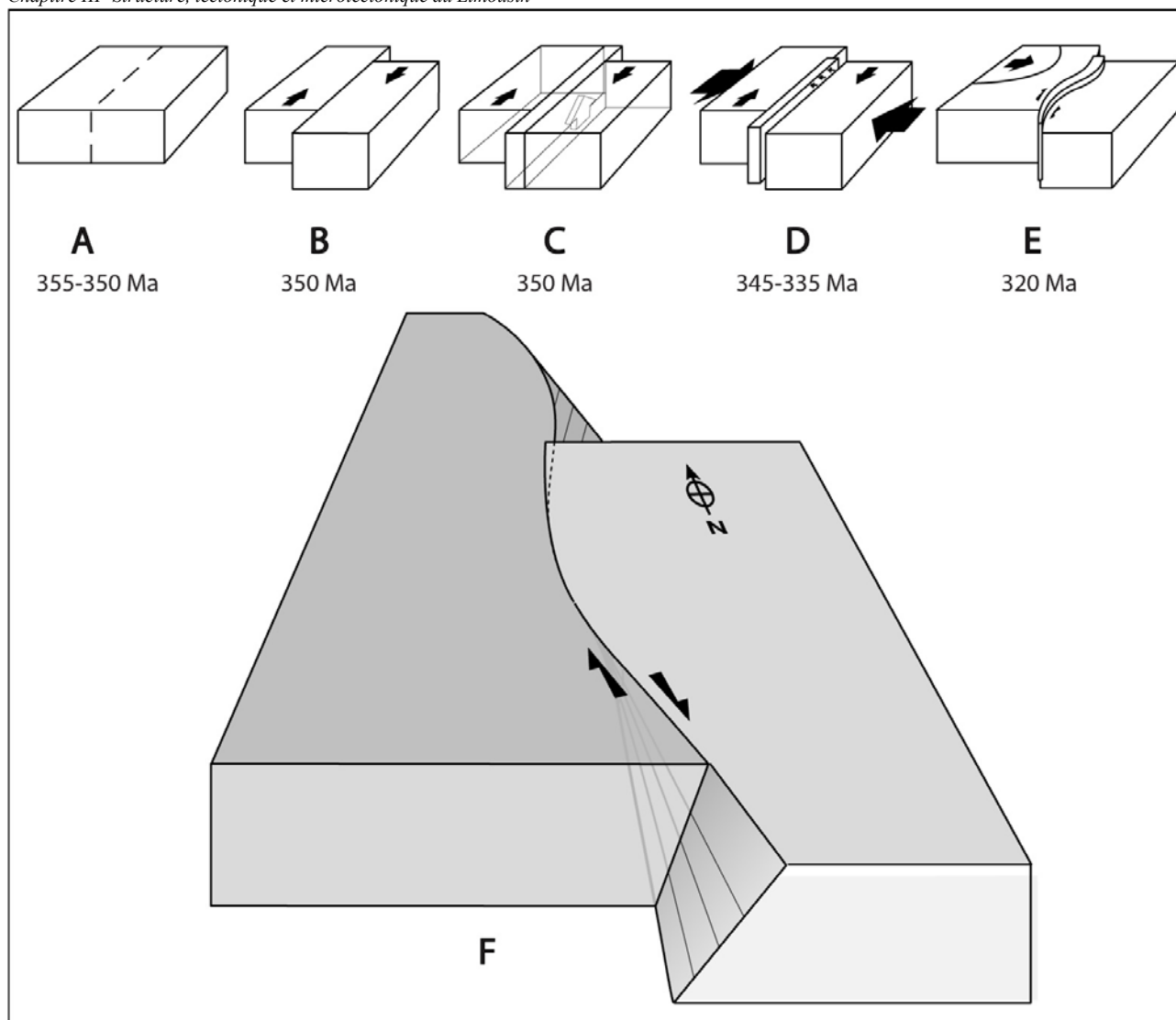


Figure 6: Sketch of Felletin-La Courtine shear zone evolution.

- 356 \pm 10 Ma: Syntectonic emplacement of Guéret type granites within the St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine shear zones (sketch C, Figure 6).
- 345-335 Ma: the Guéret type granite emplacement that locally record southward reverse movements disturbs the mechanism of the dextral wrench fault (sketch D, Figure 6).
- 335 Ma : The unconformity of the “Viséan Tufs Anthracifères” formation (Faure et al. 2002) in the Guéret granite indicate it already cooled at 335 Ma.
- 320 Ma : Syntectonic emplacement of Millevaches leucogranites (sketch E, Figure 6).

The similarity of ages obtained on biotite and muscovite of Millevaches undeformed leucogranites (sample 6) indicate a fast cooling at 320-322 Ma between 300 and 400°C. These cooling ages are consistent with i) the crystallization age of 313 \pm 4 Ma obtained on the Pradines leucogranites (by U/Pb on zircon and monazite; Gébelin et al., in preparation), and ii) with the

crystallization age of 320 \pm 5 Ma of leucogranites located on the NE edge of the Millevaches massif (U/Pb on zircon; Rolin et al., submitted). These ages are identical to those from the mylonitic leucogranites. The quartz lattice preferred orientations of sample 188 (§3.3) indicating that the deformation took place at relatively high temperature between 400° and 700°C during the leucogranite cooling. From all these informations, we conclude the Millevaches leucogranites emplacement is syntectonic of St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine shear zones.

- Mylonitic leucogranites or biotite-sillimanite gneiss (sample 241 and 40) give similar ages in both the Felletin-La Courtine and the St Michel de Veisse faults. We can consequently conclude to a synchronism of these two faults indicating synchronous movement on these two faults between 305 and 320 Ma.

The particular sigmoid geometry of the FCSZ could be explained by the Millevaches leucogranites emplacement near 320 Ma (sketch F, sample 6), later than the already cooled Guéret granite. This implies localized NE-SW compression in the NE edge of the

Millevaches massif (sketch E, Figure 6). The various senses of shear observed in the leucogranites of the NE corner of the Millevaches massif, give the same $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages between 305 and 320 Ma (sample 524 and 3) and are consistent with a high coaxial deformation related to NE-SW local compression.

Moreover, the rotation from E-W to NW-SE of the sub-vertical foliation along the Saint Michel de Veisse fault to N-S along the Felletin-La Courtine shear zone suggests a synchronism of the two ductile faults. The C-S shear criteria and fabric measurements by EBSD confirm that shearing deformation proceeds during the granite cooling.

4. The Pradines dextral wrench fault (see location on Figure 1 and Table A)

The N-S-oriented Pradines dextral wrench fault crosses the Millevaches massif lengthways on 4 to 6 km width. Previous works (Gébelin et al., 2004; Gébelin et al., submitted), show that the leucogranite emplacement is syntectonic. To determine the Pradines fault activity, we sampled the mylonitic leucogranites (2micas granite).

In the north continuity of the Pradines fault, micaschists, experienced a granulitic metamorphism, crop out as NNW-SSE directed vertical lenses. The NNW-SSE subvertical foliation bears a sub horizontal lineation. The sample shows flattened ribbon garnets of several centimeter in lengths, surrounded by 5mm thick cordierite ribbons, quartz ribbons and biotite-sillimanite layers. Garnets present cordierite-sillimanite-biotite asymmetric pressure shadows whose asymmetry is consistent with a dextral shearing sense. The metamorphic assemblages K-feldspar, plagioclase, quartz, biotite, sillimanite, garnet, cordierite, and spinel indicates temperature of granulite syn- metamorphic deformation of about 700 - 750°C consistent with the P-T conditions of 6-8 Kbar and 800°C-1100°C estimated by Shaw (1991). The field observations show these formations experienced an increasing rate of melting. The leucosome forms a halo around the paleosome giving rise to the Crd-Grt leucogranite. These leucogranites display dextral C-S microstructures similar to those of the Pradines leucogranites and in the granulites paleosome.

4.1 The Pradines dextral wrench fault

The first sample (356) is located at Sarrans in the core of the Millevaches massif. This leucogranite, composed of K-feldspar, plagioclase (oligoclase), quartz, biotite and muscovite.

The bulk muscovite sample yields an age of 310.2 ± 2.9 Ma for 46 % of released ^{39}Ar (Figure 7a, Table 3 and B). The next step representing 20% of total ^{39}Ar released, is characterised by an increase of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ratio. The following ones give ages between 312 and 315.5 Ma. The muscovite isochron age of 313.7 ± 3.1 Ma has been calculated with a MSWD=1.92 (Table B).

The five spots obtained on a single muscovite grain range between 303.0 ± 3.0 Ma and 310.9 ± 5.3 Ma (Figure 7b, Table 3).

Muscovite of sample 356 allows to estimate the end of the Pradines activity between 300 and 315 Ma. These argon data are consistent with U/Pb ages obtained on monazite and zircon for the same sample 356 indicating an emplacement age of 313 ± 4 Ma of Pradines leucogranites (Gébelin et al., 2004). Considering closure temperature of muscovite at 400°C (Hames and Bowring, 1994) and of monazite at 600-750°C (Copeland et al., 1988 ; Parrish, 1990), these results show a rapid cooling of Pradines leucogranites from their emplacement. The mylonitization of Pradines leucogranites, acquired around 600°C (Gébelin et al., 2004), is therefore synchronous of the leucogranites emplacement.

4.2 St Pierre Bellevue granulitic lenses

4.2.a The granulite paleosomes

Biotite from a polished section gives ages varying between 313.5 ± 1.0 Ma and 317.5 ± 5.8 Ma (Figure 7c, n°1, 2, 4, 5; Table 3). In agreement with previous isochron, these ages around 315 Ma are interpreted as cooling ages at 300.

4.2.b The granulite leucosomes

The leucosome is composed of K-feldspar, plagioclase, quartz, garnet, cordierite and a very scarce biotite. Biotite on a polished section gives an age of 308.4 ± 0.8 Ma (Figure 7c, n°3; Table 3).

Argon ages achieved on the granulite paleosomes and leucosomes are also consistent with U/Pb result obtained on the same rock on monazite dating the age of granulitisation respectively at 314 ± 4 Ma and 316 ± 2 Ma (Gébelin et al., 2004).

4.3 Conclusion on the Millevaches massif:

The similar ages obtained on the Pradines mylonitic leucogranites, the granulite paleosomes and leucosomes strengthen the idea of a close relationship between the Pradines fault, the Pradines leucogranites and the granulitic metamorphism that affected the micaschists representing the granite basement. We propose the granulitic metamorphism was synchronous to the Pradines leucogranite emplacement and coevals with the activity of the Pradines dextral wrench fault between 310 and 318 Ma.

5. The Marche sinistral wrench fault (see location on Figure 1, Table A and 4)

Along the eastern part of the Marche fault, structures and quartz fabric patterns within syntectonic leucogranites give evidence of large ductile transcurrent sinistral shearing (Choukroune et al., 1983). In the western part of the fault, leucogranites recorded NEward reverse movement. To compare the activity period of these two mechanisms, mylonitic leucogranites have been sampled in the two areas. These results will be compared with the others obtained on the St Michel de Veisse, Felletin-La Courtine and Pradines dextral wrench faults.

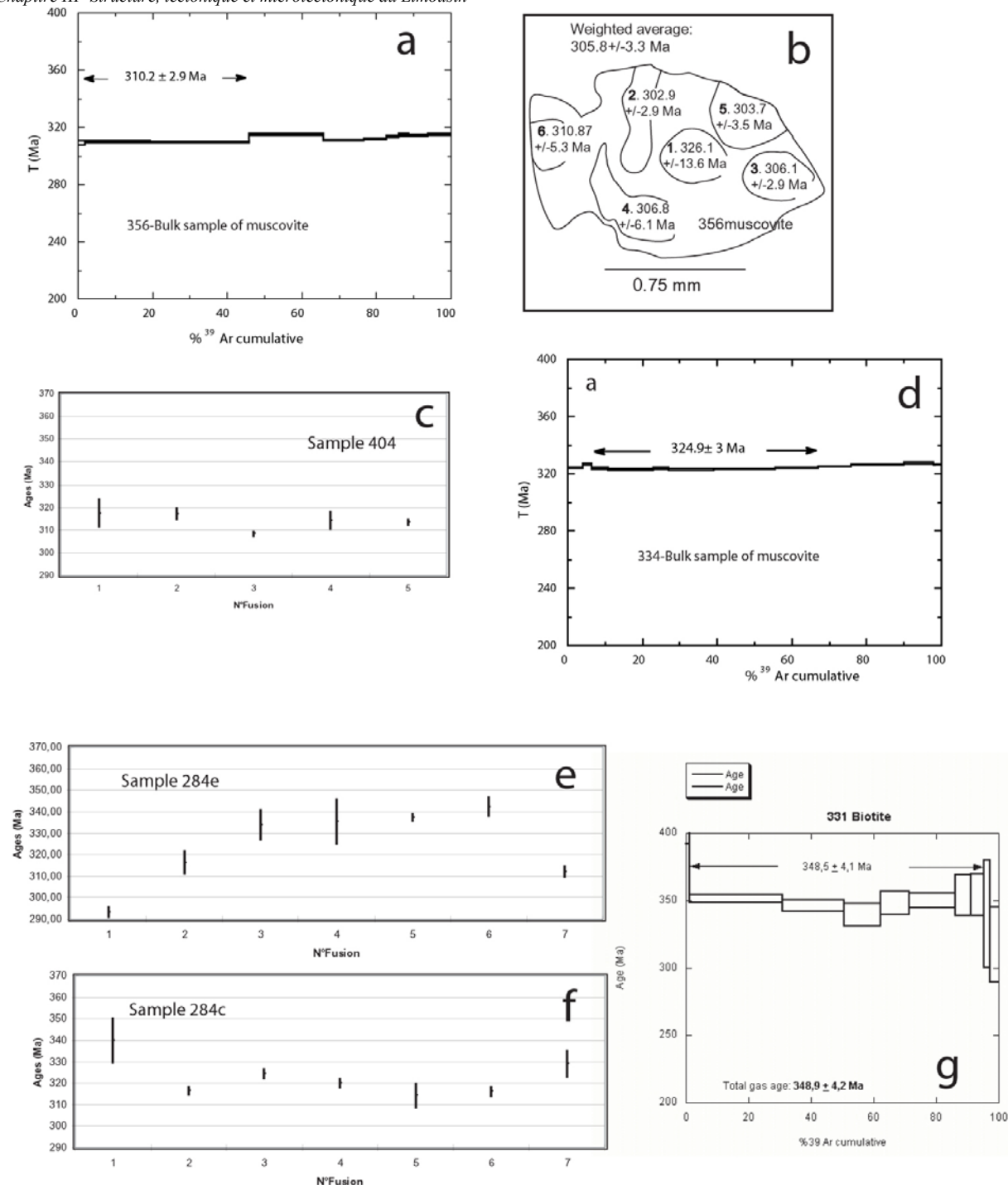


Figure 7: Pradines and Marche faults $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. Sample location in Fig. 1

5.1 West Marche fault

Samples have been collected in the western part of the Marche fault. Sample 334 (Figure 1) corresponds to a mylonitic leucogranite formed during the activity of the Marche fault. The foliation strikes N120 and dips 80° SW. The lineation has a westward pitch of 50°. Micafish structures, σ -type pressure shadows with quartz and mica indicate a NEward reverse movement.

The bulk muscovite sample gives a good plateau age (Figure 7d, Table 4) of 324.9 ± 3.0 Ma for 60% of the ^{39}Ar released and an isochron age of 326.9 ± 3.0 Ma with an initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of 293 ± 18 and a MSWD = 0.3

(Table B). 325 Ma indicate a minimum age for the fault activity.

5.2 East Marche fault

5.2.a Mylonitic leucogranite

The leucogranite sample affected by the Marche fault is located in the south of Dun-le- Palestel (sample 284, Figure 1). Foliation strikes N100 with a vertical dip bearing horizontal stretching lineation. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ investigations have been performed both on protomylonitic and ultramylonitic samples to document

the effect of mylonitization on argon behavior in micas. In thin section, the protomylonite shows sinistral micafish formed by magmatic muscovite with a few recrystallized secondary muscovite crystals in pressure shadows (Same type of Figure 3b). In the ultramylonitic facies, where no magmatic crystals remain, the recrystallization process is more intense and yields shear bands of secondary micas (Same type as on Figure 3c).

In the first polished section (sample 284e), four clasts of muscovite give ages varying from 333.8 ± 6.7 Ma to 342.3 ± 4.4 Ma (Figure 7e, Table 4). Shear bands provide younger ages than the clasts ranging from 293.3 ± 2.3 Ma to 316.4 ± 5.0 Ma (Figure 7e, Table 4). The ultramylonitic facies yields ages (sample 284c), for recrystallized mica inside micro-shear zones (Figure 3c), ranging from 339.9 ± 10.1 Ma and 314.3 ± 5.5 Ma (Figure 7f, Table 4). The first data is old, probably because of a ^{40}Ar excess due to feldspar rapt on laser way. The other results are younger compared to the ages obtained on magmatic clasts of the protomylonites.

The average age of clasts of 339.9 ± 4.2 Ma could be interpreted as recording the cooling of leucogranites at approximately 400°C. These magmatic clasts are sinistrally sheared and are in favour of a functioning of the Marche fault at already 340 Ma. The other ages obtained on the recrystallized shear band reflect the end of the functioning of the Marche sinistral wrench fault at 300 Ma.

5.2.b Biotite-sillimanite gneiss: Aigurande plateau (Sample 331, Figure 1)

This outcrop is located on the Aigurande plateau far from the granites. The gneiss foliation is E-W oriented with a high dip of 85°S. The lineation has a pitch of 40° eastwards. The biotite and sillimanite crystal shapes indicate a sinistral wrench shearing sense. The biotite-sillimanite gneiss syn-metamorphic deformation is estimated at 669-750°C and 6 – 8 Kb in the Artense area (Mercier et al., 1992 ; § III-4).

A single crystal of biotite yielded a plateau age of 348.5 ± 4.1 Ma for 95 % ^{39}Ar released (Figure 7g, Table 5 and B). 348.5 ± 4.1 is a cooling age postdating the high temperature ductile deformation (669-750°C) marked by biotite and sillimanite shear bands. This $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age is consistent with the ones found in the south Limousin on the Estivaux synkinematic granite biotites (Roig et al., 1996) and in the Monts du Lyonnais on the Grand Chemin wrench fault (Costa et al., 1993).

5.3 Conclusion of Marche fault mylonites

The leucogranite mylonites of the Marche fault, and especially the east Marche fault, display older ages than the Millevaches. The cooling ages around 335 Ma obtained on polished section on the muscovite clasts reflect an earlier leucogranite emplacement. The end of the Marche fault activity is dated at around 310-300 Ma. The monazites analysis of the Marche leucogranites by electron microprobe give crystallization ages of 335 ± 5 Ma (Gébelin, 2004) which is in agreement with muscovite clasts $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages around 330-335 Ma.

The biotite-sillimanite shearbands $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Aigurande plateau indicates a minimum age of 350 Ma for the Marche fault activity.

8. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data Outline and Discussion

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data obtained on granitic massifs and on associated ductile shear zones differentiate many major events that played a significant role in the structuration of the crust of the Limousin area.

The quartz preferred orientation patterns performed on the Guéret ultramylonites of the FCSZ are compatible with temperature estimates (400/700°C) of plastic deformation dominated by < a > prismatic and rhomboedric glide systems. This deformation is syn-Guéret granite emplacement around 350 Ma (Berthier et al., 1979; Rolin et al., submit).

The sheared biotites of Aigurande plateau Biotite-Sillimanite gneiss (sample 331) record high temperature ductile deformation at 348.5 ± 4.1 Ma. Another evidence of this event is also revealed (352.6 ± 5.4 Ma) in the sheared Chavanon gneiss (sample 347) which constitute the southeast continuity of the Felletin – La Courtine dextral wrench fault. The Estivaux wrench fault separating the Thiviers-Payzac unit from the Upper Gneiss Unit to the north is dated at 346 ± 3 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method (Roig et al., 1996). The Grand Chemin dextral wrench fault that divides the Upper Gneiss Unit from Brevenne series is estimated at 349 ± 3 Ma by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method on the syntectonic granite biotites (Leloix, 1998). All these data are in favour of a beginning of the strike-slip faults activity around 350 Ma.

Cooling ages of muscovites at 400°C around 340-330 Ma have been recorded in the East Marche leucogranites (sample 284). Recent works by argon dating show also cooling ages at 336-337 Ma for the Vallet granite located in the Champtoceaux syncline in the Armorican massif (Gumiaux et al., 2004).

Late Visean ages are widespread in the northern and western parts of the French Massif Central. The unconformity of the “Tufs Anthracifères” formation (Faure et al. 2002) in the Sioule area and in the Brevenne-Violay unit supports the importance of the Late Visean tectono-thermal event.

Fast cooling rates ($35^\circ\text{C} \pm 15^\circ\text{C}/\text{Ma}$) from biotite and muscovite (between 300° and 400°C) at 322 Ma have been evidenced for the leucogranites of the Millevaches NE edge (sample 6). Considering that this cooling rate is constant, the leucogranite emplacement is not very much older than 322 Ma. Precisely, the zircons from this leucogranitic facies are dated at 320 ± 5 Ma by U/Pb method (Rolin et al., submitted). The monazites of Pradines syntectonic leucogranites in the Millevaches massif core record a similar emplacement age of 313 ± 4 Ma (Gébelin, 2004). Other leucogranitic massifs of this area were emplaced during this period: the Blond leucogranite is dated at 319 ± 7 Ma (U/Pb on zircon; Alexandrov et al., 2000), the Brême- St Sylvestre complex was emplaced at 324 ± 4 Ma (U/Pb; Holliger et

al., 1986) and the Porcherie leucogranite is dated at 317 ± 3 Ma (U/Pb on monazite; Lafon and Respaut, 1988).

The mylonites on the north and NE edge of the Millevaches (samples 246, 524, 3 and 265) record dextral wrench movements from 320 Ma to 305 Ma. Argon data recorded the St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine faults activities after the NE edge leucogranites emplacement at 320 Ma. The quartz preferred orientation patterns in the shear bands reveal a dominant prismatic $\langle a \rangle$ glide system, which attests of the fault activity during the granite cooling and confirms the syntectonic emplacement of leucogranites.

Mylonites of other leucogranite samples collected in the Felletin-La Courtine shear zone display the same range of ages. The Biotite-Sillimanite gneiss (sample 40 and 241) record the FCSZ activity between 305 and 320 Ma which also correspond to the Pradines leucogranite syntectonic emplacement.

The end of the Marche activity estimation by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of tiny secondary mica of the ultramylonitic facies shear band is estimated around 310 and 300 Ma, in agreement with the others data obtained on the wrench fault of the Felletin-La Courtine fault.

9. Argument for close relationships between magmas emplacement and fault activity

1) Mapping of magmatic foliations and lineations (AMS and field observations) of the Millevaches granites within the shear zones shows the dextral wrenching senses of the Pradines and Felletin-La Courtine fault (Gébelin et al., submitted). To the north of the Millevaches massif (Jover, 1986; Gébelin et al., submitted) the foliation and lineation trajectories are parallel to the northern boundary where they follow the NW-SE direction of the St Michel de Veisse fault and then the N-S direction of the Felletin La Courtine shear zone. In the Argentat fault zone, the AMS measurements and field observations on the mylonitic leucogranites are consistent with NW-SE stretching lineations.

2) The Brême granitic complex antiformal structure cooling was tectonically assisted by the N-S Nantiat and Bussières-Madeleine faults, which accommodated the magma on either side of the massif (Mollier and Bouchez, 1982; Faure and Pons, 1991).

3) The Marche leucogranite magmatic foliation is parallel to the Marche sinistral wrench fault and the structures and quartz fabric patterns of associated mylonites give evidence of a granite syntectonic emplacement (Choukroune et al., 1983).

4) The gravity modelling of the Aigurande plateau leucogranites (Dumas et al., 1990; Gébelin et al., submitted) shows 2-km-thick rooted plutons downwards the Marche fault plane. Southeastwards of the Crevant pluton, underneath the micaschist outcrops, the negative gravity anomaly shows the granite occurrence at depth which roots in the Marche fault (Gébelin et al., submitted).

5) Petrostructural study and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating show a syntectonic emplacement of Estivaux granite in the Estivaux wrench fault (Roig et al., 1996).

The previous arguments show that strike-slip faulting had an impact on the leucogranites and Gueret

type granites structuration. We conclude that the wrench faults are initiated before to during the granites emplacement. Note that the structure (Figure 2a, e and g) and record of the ductile deformation of the Felletin-La Courtine fault in the Villatange or Guéret type granites (samples 95, 375 and 12) between 400° and 700°C show that strike-slip faulting began at 350Ma, thus until some 20 to 30 Ma before the first leucogranites emplaced. This is confirmed by the Estivaux wrench fault activity at 346 ± 3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ on biotite; Roig, 1996). From their onset around 350 Ma, strike-slip faults grew up forming a horsetail pattern from the South Armorican shear zone (Figure 9a) in which gradually the peraluminous biotite \pm cordierite granites (Guéret type) and the leucogranites emplaced (Figure 8). On the other side of the Sillon Houiller, the leucogranites form a E-W to WSW-ENE corridor up to the south of the Vosges (Figure 9a).

Regarding normal faulting, we'll discuss in the next paragraph whether the normal faults control the emplacement and transport of magmas or inversely whether magmas represent preferential sites for the localisation of the crustal deformation.

10. Timing of leucogranites emplacement relative to shear zone development

What is the timing of pluton emplacement relative to the normal fault development?

Geological mapping (Figure 1) shows that NW-SE strike-slip faults are offset by N-S normal faults and illustrates the anteriority of strike-slip faults versus normal faults. Through our structural observation, we propose that magmas represent weak zones, especially in the granite roof, and focus the crustal deformation inducing the development of normal faults.

The Millevaches massif

As already suggested in previous works (Gébelin et al., 2004 and Gébelin et al., submitted), the Millevaches leucogranites ascended in the middle crust through vertical narrow shear zones of at least crustal scale (Pradines fault) and was thus emplaced into the preexistent sub horizontal micaschist foliation. The Pradines fault is interpreted as the south branch of the Ouzilly-La Courtine wrench fault. In the inner part of the N-S Pradines fault, the magmatic foliation is subvertical but it is sub horizontal on both sides of it (Figure 10e). The Millevaches massif consists of several plutons of porphyritic biotite granite and leucogranite (two-mica granite) which are both affected by the Pradines fault. Previous works (Gébelin et al., 2004 and Gébelin et al., submitted) suggest a quasi synchronous emplacement of granites with a small anteriority for the porphyritic biotite granites (chemical dating on monazites give crystallization ages around 327 Ma; Gébelin, 2004). In our model (Figure 9e), the Pradines fault first induced the porphyritic biotite granites emplacement.

Inversely, the rheology of the magma has an impact of the location of the crustal deformation inducing the normal fault development. Magma ascent proceeds through vertical narrow ducts by successive injections along the NS-oriented principal axis of the Pradines fault. Magmas are then trapped and channeled in the

previously-formed flat-lying micaschist foliation which constitutes a major mechanical anisotropy of the middle crust. The magma rising towards the roof of the laccolith induces an oblate coaxial deformation accommodated by flat-lying normal faults (Figure 10e), represented by the Argentat fault to the west part of the Pradines fault. Field observations are confirmed by the Anisotropy of Magnetic Susceptibility measurements near Eymoutiers (Jover, 1986 and G  belin et al., submitted).

To the east of the Pradines fault, the magnetic foliation is flat then vertical in the Felletin-La Courtine dextral wrench fault (Figure 9e). In this area, the Felletin-La Courtine dextral wrench fault prevails on possible normal fault. This interpretation is consistent with the Felletin-La Courtine fault anteriority in respect to the normal fault.

The Northeastern edge of the Millevaches massif presents a peculiar geometry. As seen previously in the Felletin-La Courtine shear zone description, the leucogranite experienced two events: First, leucogranites record dextral shearing. In this case, the N-S foliation is subvertical and the lineation plunges shallowly (< 30  ) (Figure 3a). Shearbands indicate dextral wrenching sense. Second, this first mechanism is superimposed by south westward directed reverse fault (Figure 3b). This last mechanism could be due to a strong coaxial deformation at the pluton roof (Figure 10e).

As seen previously, the Gueret granites emplacement is estimated around 350 Ma and they are already cooled at 320 Ma during the leucogranites emplacement. Moreover, previous works (G  belin et al., submitted) show that the Pradines fault initiate the magma ascend in the middle or upper crust. The leucogranites migrate consequently from west to east, (respectively from the inner part of the Pradines fault to the FCSZ) through the pre-existent sub horizontally micaschist foliation. Consequently, the leucogranites squash against the Gueret granite and in the roof against the micaschists foliation, inducing a high coaxial deformation. This explain the slight reverse movement to the SW (Figure 9e) and the sinistral and dextral wrench movements recorded in the NE corner of the Millevaches massif (Figure 10e).

The consequence is that the leucogranites, coming from the Pradines fault have disturbed the NW-SE continue geometry of the St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine dextral wrench fault inducing a punch in the NE corner and create an inflexion and a swelling of the active wrench fault (Figure 10e).

In this scheme, magma controls the fault geometry that initially probably drew continuity between the St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine fault.

The Br  me massif (Figure 8)

The Br  me- St Sylvestre complex emplacement, is dated at 324 ± 4 Ma (U/Pb on zircon; Holliger et al., 1986) also presents a laccolith type geometry (Audrain and al., 1989 ; G  belin and al., submit). The Br  me massif is limited to the west and east by the Nantiat and Bussieres-Madeleine normal faults for which Mollier and Bouchez (1982), Faure and Pons (1991), Faure et al.

(1990) suggested a activity synchrone to the granites emplacement.

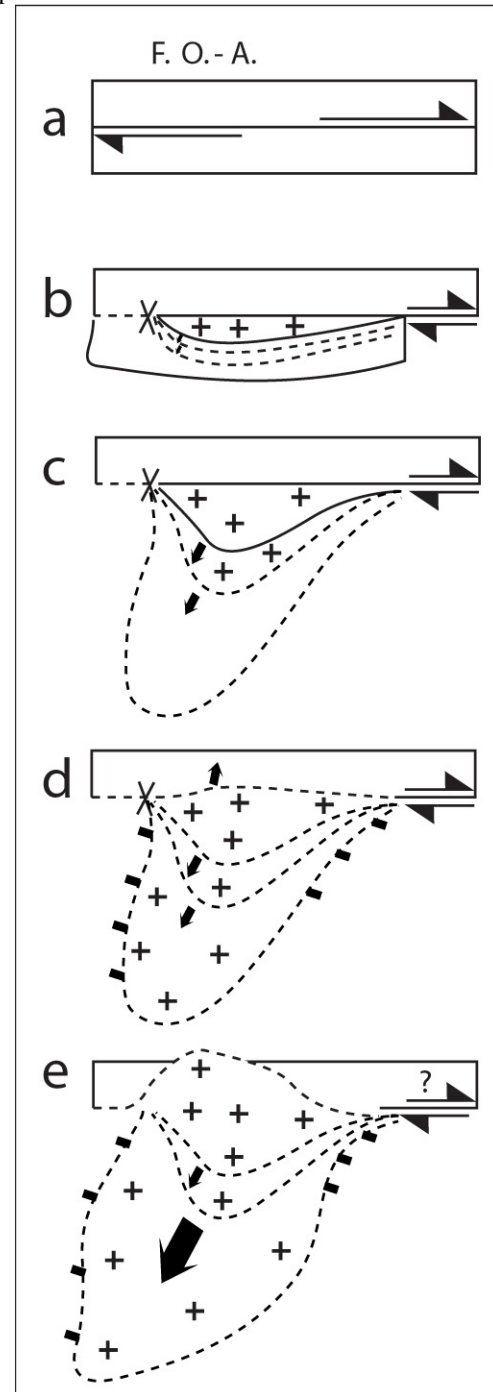


Figure 8: Model of Br  me leucogranites emplacement (see description in the text)

We suggest that the Br  me leucogranites emplacement followed the crack opening system of Hutton, (1988) along the Ouzilly-Arr  nes wrench fault (Figure 8a).

First, the dextral wrench fault tears along its WNW direction, and creates a vertical crack then filled with granitic magma (Figure 8b). Due to a partial locking in the west part of the wrench fault, the crack gradually opens southward (Figure 8c).

This system evolved in time, and magma migrated gradually southward through the pre-existing sub-horizontal micaschists foliation (Figure 8c). The system

gradually slows down inducing the northward migration of some of the magmas (Figure 8d et 8e).

The magma push on the laccolith roof is accommodated by normal faulting as for instance the Nantiat and the Bussières-Madeleine fault.

The geological map of France shows the final stage of this possible model showing the Br me granites limited to the north by the Marche fault and they cut the Ouzilly-Arr nes fault to the south (Figure 1).

The Marche leucogranites

Along the Marche sinistral wrench fault, syntectonic leucogranites (Choukroune et al., 1983) are vertically foliated and record sinistral sense of shearing in parallel with E-W horizontal lineation. As the Pradines fault, we propose that the Marche vertical sinistral wrench fault plays a feeding zone role and allows the magmas ascent in the middle crust. The magmas emplacement in the inner zone of the Marche fault could emplace according to the crack opening system (Hutton, 1988)

The residual Bouguer anomaly map (G belin et al., 2004) and gravity modeling (G belin et al., submitted) shows north of the Marche fault, the occurrence of such granite with laccolithic-like geometry at depth is attested by the persistence of the gravity low even if denser gneisses are mapped at surface.

The gravity modeling profiles show that leucogranites at depth are rooted in the Marche fault.

The Aigurande plutons

The Marche sinistral wrench fault separates to the north the Guéret massif from the Aigurande plateau. Several leucogranitic plutons are spatially related to this fault such as the Crozant, Orsennes, Méasnes, le Crevant granites. Gravity modeling show leucogranites have laccolithic like geometry and they rooted southwards (Dumas et al., 1990) into the Marche fault plane (G belin et al., submitted). Here too, this fault plays a feeding zone role.

The shape of the Aigurande plutons is comparable to the leucogranites emplaced along the South Armorican Shear Zone, in French Brittany (e.g. Berthé et al., 1979; Vignerresse and Brun, 1983; Martelet et al., 2004).

11. Relationships between South Armorican and Limousin shear zones

Similarities concerning the nature, the structure, and the age appear between the Armorican massif and Limousin formations. The NW-SE wrench faults pattern observed from the Brittany cap could extend as far as the Limousin area. The ANDRA drilling achievement through the "Seuil du Poitou" (Virlogeux et al., 1999) allowed to describe the South Armorican shear zone extent under the Mesozoic cover and thus to connect it to the Limousin faults (Rolin and Colchen, 2001; Cuney, 2001). Cholet faults are in continuity with the Marche fault; and the Ouzilly, Arr nes, St Michel de Veisse, Felletin- La Courtine dextral wrench faults form the SE continuity of Bressuire, Partenay faults (Figure 9b).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data done on the Meso-Variscan granitoids of the Charroux-Civray plutonic complex show the existence of a major calc-alkaline event on the Seuil du

Poitou around 350 Ma synchronous with the emplacement of the large peraluminous Guéret-type granodiorites in the northern Limousin (Le Carlier de Veslud, 2004). The Seuil du Poitou granites are also spatially associated with faults, which join up the South Armorican massif to the Limousin (Figure 9).

Recent works on the Armorican massif (Gumiaux et al., submitted) show St Lambert leucogranite, located in the Angers area, recorded the end of shearing deformation of the northern branch of the North Armorican Shear Zone at 312 ± 3 Ma (Faure and Cartier, 1998). As well, the Allaire massif located in the South Armorican shear zone evidenced $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages between 312 and 305 Ma (Ruffet, unpublished data). These data are within the error brackets in good agreement with our new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data for the Limousin that record the end of faults activity between 305 and 315 Ma.

Granites emplaced during shear deformation of the South Armorican shear zone as the Mortagne or Partenay pluton are dated at 313 ± 15 Ma. Just north of the south Armorican shear zone, the Rostrenen intrusion yields a U-Pb zircon age around 315 – 325 Ma (Bosse et al., 1997). South of the South Brittany domain, leucogranites emplaced around 305 – 300 Ma (Bernard-Griffiths et al., 1985). All these ages are in agreement with our $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages at 320 Ma and 313 Ma respectively on the NE edge leucogranites of the Millevaches massif and on the Br me leucogranites; but also with the Limousin leucogranites emplacement ages obtained by U/Pb such as: the Pradines leucogranites dated at 313 ± 4 Ma (U/Pb, G belin et al., in preparation), the Porcherie leucogranite at 317 ± 3 Ma (U/Pb, Lafon and Respaut, 1988), the Blond leucogranite at 319 ± 7 Ma (U/Pb, Alexandrov et al., 2000), and finally the Br me- St Sylvestre complex emplaced at 324 ± 4 Ma (U/Pb, Holliger et al., 1986).

All these data suggest the two domains, namely the Limousin and the south Armorican massif, experienced two major granitic events related with shearing deformation: first, a major calc-alkaline magmatic event around 350 Ma and second, a crustal melting event around 320 Ma. The end of strike-slip fault activity are estimated from previous work on the South Armorican massif (Gumiaux et al., submitted) and from our new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data for the Limousin between 300 and 310 Ma. But, it is worth noting that the Stephanian formations are sub-vertical in the South Armorican shear zone (Rolin and Colchen, 2001). The end of the fault activity could be later around 300-290 Ma. Consequently, the E-W to NW-SE Limousin mylonitic accidents represent the SE extension of south Armorican shear zone following a pony tail system (Figure 9).

12. Conclusion

This microstructural and geochronological study and correlated previous works (G belin et al., 2004; G belin et al., submitted) emphasises relationships between the emplacement of leucogranites and the ductile shear zones. The common association of leucogranites and strike-slip faults may arise from the nucleation of shear zones on pre and/or syn-existing magma bodies. This assumption is supported by the clear tectonic control of faults in the development of the internal magmatic fabric in many leucogranitic plutons of the Limousin (Jover,

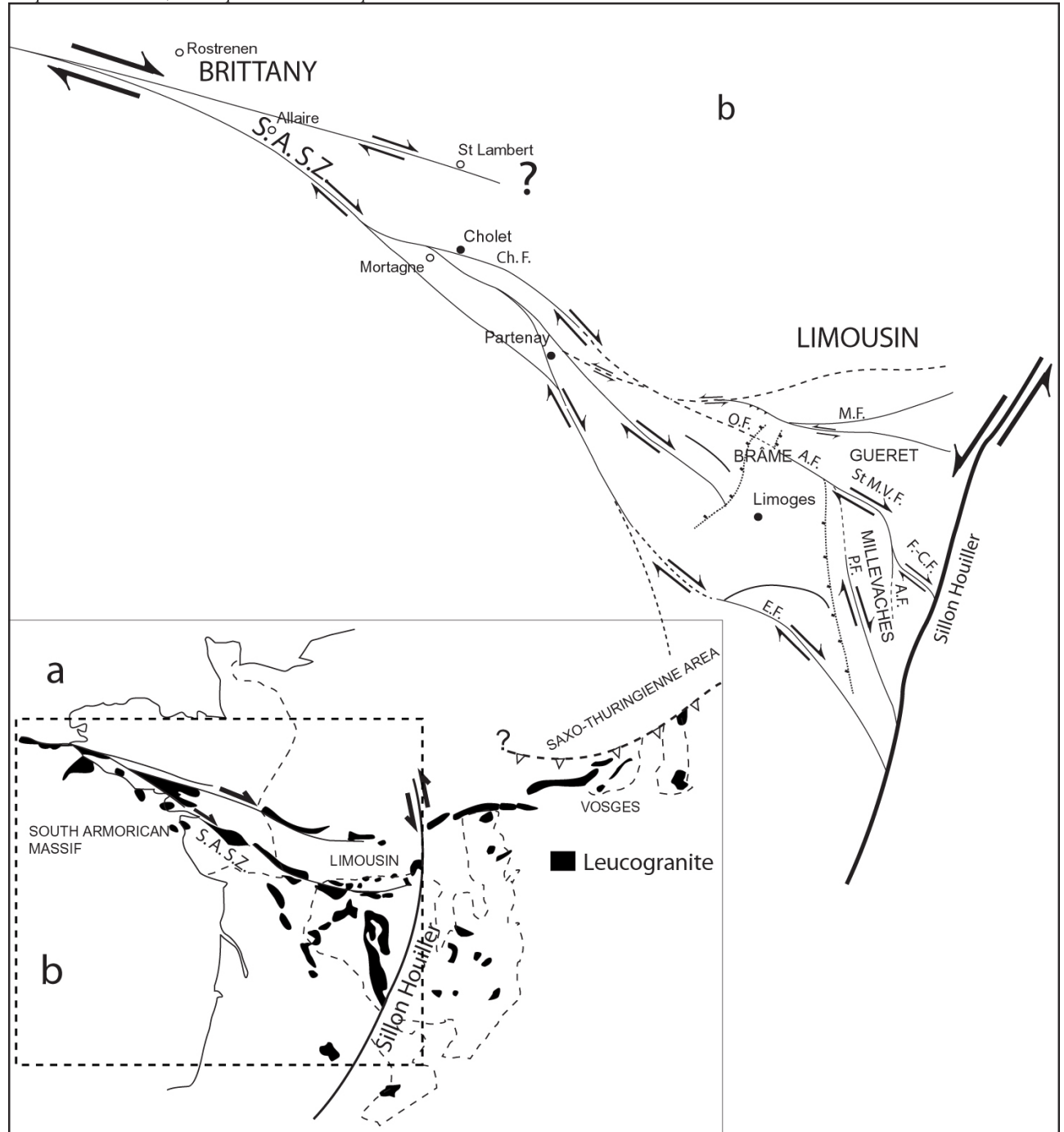


Figure 9: a) Map of leucogranites in France according to Autran and Lameyre (1980), b) Map of relations between South Armorican shear zones and Limousin shear zones showing an half of possible pop-up structure, Ch. F.: Cholet fault, O. F.: Ouzilly fault, P. F.: Pradines fault, St M.V.F.: St Michel de Veisse fault, A. F.: Ambrugeat fault, E. F.: Estivaux fault, M. F.: Marche fault.

1986; Gébelin et al., submitted). Inversely, the normal faults development could be induced by the magmas, which represent privileged zones for the localisation of the crustal deformation.

Consequently, of the continental collision between Laurentia-Baltica and Gondwana, large strike-slip faulting initiated in the suture zone and spread out in the S-SE part of it. Strike slip faults contribute to the continental crust structuration at the same time that thrusting and nappes stacking forming a “pop-up structures” (Mc Clay and Bonora, 2001). Pop-ups and transpressional uplifts are integral parts of intraplate strike-slip fault zones (Sylvester and Smith, 1976; Sylvester, 1988) with formation of antiformal uplifted domes above divergent reverse faults. In a plane view,

they are broadly lozenge-shaped, whereas in cross section they are bounded by convex-up faults that flatten upwards near the surface, forming a positive flower-palm tree structure (Sylvester and Smith, 1976; Sylvester, 1988; Mc Clay and Bonora, 2001). The pop-up asymmetry is generated when the boundary fault changes from strike-slip to oblique reverse-slip along strike (McClay and Bonora, 2001).

The complex 3D architecture of the pop-up structure of the Armorican massif and of the French Massif Central is difficult to visualize at large scale, because once formed; these areas were uplifted and rapidly eroded (Figure 9 and 11). This model could explain the different thrusts vergences to the SSE and to the NW.

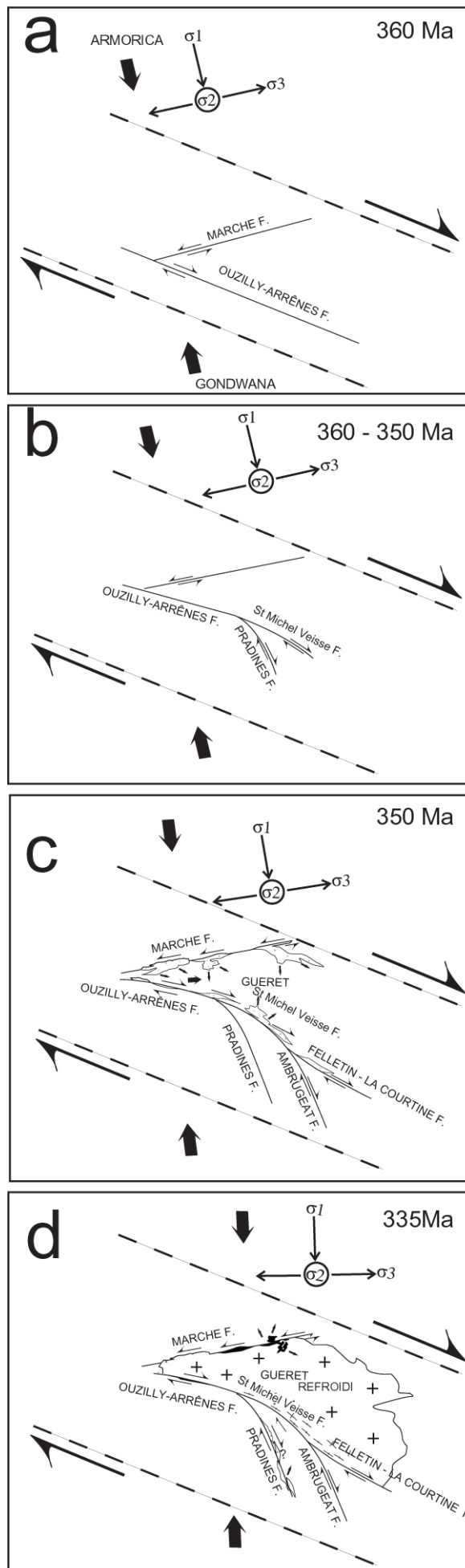


Figure 10: Sketch of faults evolution associated at the granites emplacement in the Limousin area.

Analog structures are described along the San Andreas fault system (Sylvester and Smith, 1976; Jones et al., 1994) or along the Altaï fault system in Mongolia (Cunningham et al., 1996). Before to enter the 3-D pop-up geometry description, the figure 10 proposes an evolution of faults associated with the granites emplacement in the Limousin area.

- A general large dextral wrench fault pattern develops around 360 Ma in response to the Gondwana Armorica plates convergence associated to a NW-SE to N-S compressive tectonic (Figure 10a). The development of a “pop-up structure” from South Brittany (Figure 9 and 11) corresponds at this period, in the Limousin part, to the NW-SE Ouzilly- Arrènes wrench faults which form a single fault line in continuity with the Cholet fault (Figure 9). The Marche sinistral wrench fault represent a NE-SW antithetic fault which connects on the NW-SE Cholet-Ouzilly-Arrènes faults.

- 360-350 Ma: The Ouzilly-Arrènes faults divides into two branches representing by the St Michel de Veisse and the Pradines dextral wrench faults.

- 350 Ma: St Michel de Veisse separates to form the Ambrugeat and Felletin-La Courtine dextral wrench faults. This period marks the date of emplacement of peraluminous biotite ± cordierite Guéret granites along the St Michel de Veisse and Felletin – La Courtine dextral wrench faults (Figure 10c). These granites (Guéret and Marche) intrude the crust according to the crack-opening model (Hutton, 1988) (Figure 10c), then the magmas migrate into the pre-existing sub-horizontal metamorphic formation. This statement is in good agreement with the gravity data, which show that the Guéret granite is a very thin laccolith (Gébelin et al., submitted). The Gueret granite do not show large negative gravity anomaly usually interpreted as deep rooting zone. The structural analysis shows the importance of syn-magmatic ductile faults that could correspond as feeding zone.

- 335 Ma : The unconformity of the “Visean Tufs Anthracifères” formation (Faure et al. 2002) in the Guéret granite indicate it already cooled at 335 Ma

335 Ma is the age for the possible emplacement of Marche leucogranites around within East Marche sinistral wrench fault (Figure 10d). The monazites dating of Marche leucogranites by electron microprobe yields crystallization ages at 335 ± 5 Ma (Gébelin, 2004) which are in agreement with muscovite clasts dated by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ at 330-335 Ma (sample 284).

The system evolved in time and gradually the antithetic Marche sinistral wrench fault rotate clockwise, consistently with the regional dextral strike-slip component. With the time, the angle at domain boundaries change from NW-SE at 350 Ma, it becomes N-S to NE-SW (Figure 10) inducing locally reverse movement NEward, especially along the occidental Marche fault (Figure 10e). Consequently, the low angle

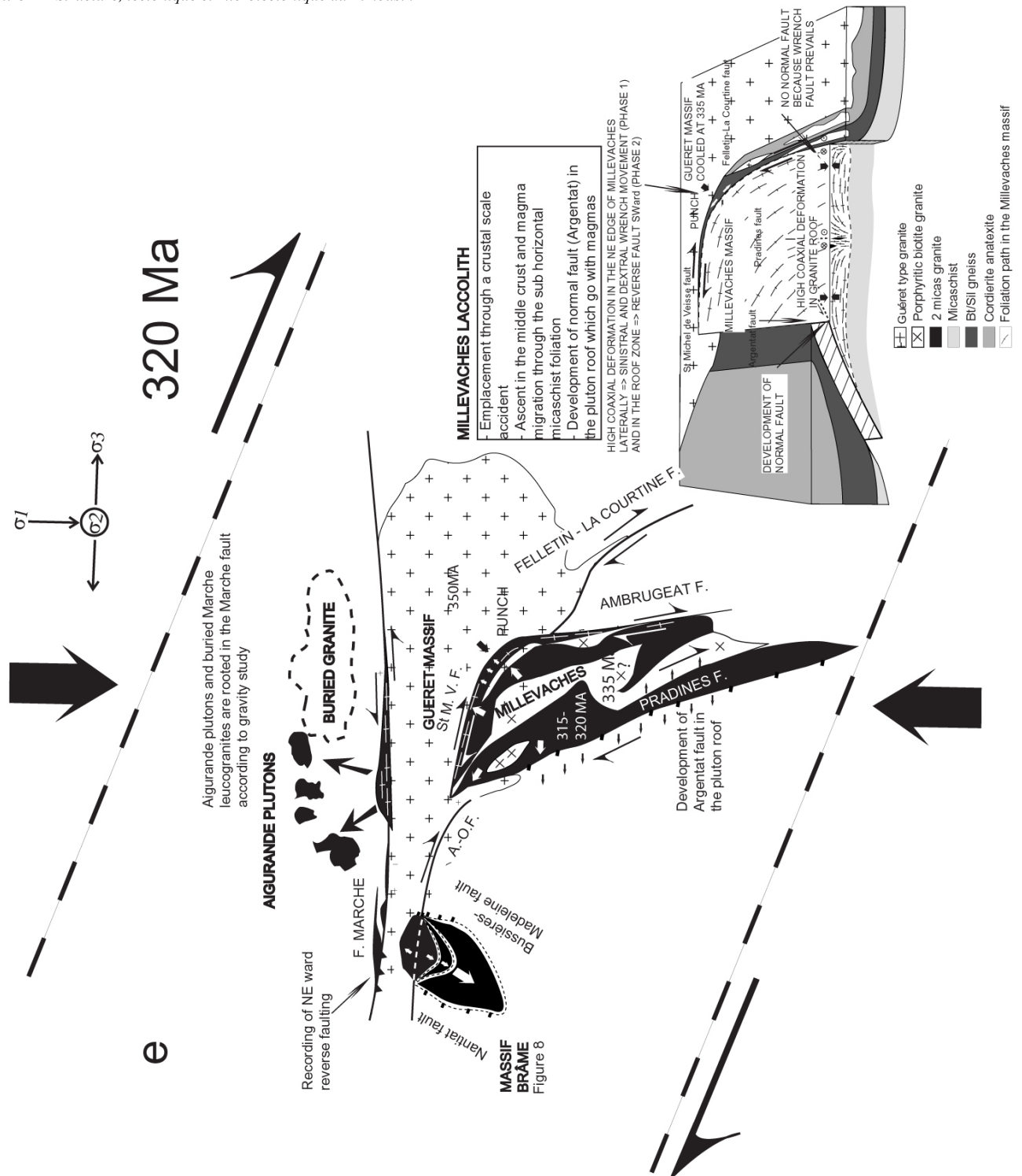


Figure 10 :
Sketch of faults evolution associated at the granites emplacement in the Limousin area.

(< 45°) between the Marche fault and the Cholet-Ouzilly-Arrênes ...faults does not reflect the one developed during the initiation of the Marche fault. The restoration of Central Brittany structures in a dextral simple shear system has already suggested by Gumiaux et al. (2004).

- 320 Ma is the age of emplacement of Marche, Brême-St Sylvestre granites, at the NE edge of the Millevaches massif leucogranites. At this time, the Tuf anthracifères discordance dated at 335 Ma (Faure et al., 2002) indicate that the Guéret granite is already cooled. This provokes a

high coaxial deformation in the NE edge of Millevaches massif (Figure 10e) inducing a “punch” of the boundary during the leucogranite syntectonic emplacement. The occidental Marche leucogranites (sample 334) record a slight reverse movement NE ward with the limit conditions change (σ_1 become N-S to NE-SW).

- At the same time, the sheared biotite-sillimanite gneisses are intruded at 320 Ma by the leucogranites. Their emplacement induces an isotopic re-homogenization of biotite-sillimanite gneiss because they

record cooling ages between 320 and 305 Ma instead of 350 Ma.

- The end of the leucogranites emplacement leads to normal faulting, development at the contact between the pre existing micaschists and the pluton roof (Figure 10e).

- Very poor geochronological data are available on the porphyritic biotite granite of the Millevaches massif, but their structural relationships gave us to understand that their emplacement quite coevals the leucogranites emplacement. The Auriat porphyritic granite at the northwestern edge of the Millevaches massif (Figure 1) was emplaced at 324 ± 1 Ma, U/Pb data on zircon (Gébauer, 1981) and chemical dating on monazites gives crystallization ages around 327 Ma (Gébelin, 2004).

This study suggests that two generations of granitoids (the granodiorites-monzogranites at 350 Ma and the leucogranites at 320 Ma) emplaced in a transpressional context, which develops dextral strike-slip faulting and thrusting in response to an N-S to NW-SE plate convergence. The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and microstructural study of mylonites allow us to estimate the beginning of dextral wrenching faults around 350-360 Ma and the end of the shearing between 305-310 Ma. But taking into account the Stephanian formations vertical in the South Armorican shear zone (Rolin and Colchen, 2001), the end of the shearing could be dated later around 300 Ma. Leucogranites were produced by the partial melting of metasediments at middle to lower crust level. The coexistence of restitic cordierite and garnet in one intrusion of the Millevaches massif leads Shaw (1991) to estimate a partial melting depth varying between 18 and 25 km. Granodiorites-monzogranites are thought to be derived from deeper levels of the tectonically-thickened continental crust, probably very close to the interface between metasedimentary and basic igneous lower crust (Shaw, 1991).

We propose that all the granites (granodiorites-monzogranites and leucogranites) emplaced through large strike-slip shear zones focusing magma at depth. As already described for the Millevaches massif (Gébelin *et al.*, submitted), once the magma reaches the upper crust through vertical conduits (Pradines fault), it spreads-out laterally into the micaschist sub horizontal foliation explaining the laccolithic-like geometry of many Limousin granites. The Pradines dextral wrench fault and the others ductile shear zones of Limousin and Armorican massif could belong to a large and single dextral strike-slip fault zone responsible of "the pop-up architecture" (Figure 11).

The main and large ductile shear zone of the pop-up structure is interpreted as a lithospheric scale strike-slip fault (Figure 11). The syntectonic emplacement of granitic melts in ductile strike-slip shear zones results of lower crust partial melting. As in the red River shear zone model, shear heating in the upper mantle can be strong enough to initiate partial melting of the lower crust and induce the ascent of crustal melts in the shear

zone accentuating the thermal anomaly (Leloup, 1999). Then the melt production may result also of breakdown (dehydration melting) of hydrous minerals (micas and amphibole) (Shaw, 1991 ; Thompson and Conolly, 1995).

The contribution of mantle-derived melts could be at the origin of the granodiorites-monzogranites which are for most of them generated around 350 Ma by mixing melts of metasedimentary lower crust and basic magmas origins (Shaw, 1991). The initiation of leucogranite magmatism did not occur until some 20 at 30 Ma after the first granodiorite-monzogranites were emplaced. The leucogranites received no material input from basic lower crustal rocks but were purely derived of partial melting of metasedimentary lower crust.

The relative timing and composition of syn-shearing granites (peraluminous biotite \pm cordierite and leucogranite) could be explained by the many stages that occur during shear-heating: At the beginning, shear-heating of upper mantle induces melting of the bottom of the crust, then melts ascend in the fault zone, and finally mid-crustal fusion occurs, accompanied by dehydration melting (Leloup, 1999). This type of mechanism is proposed to explain the two generations of granitoids (calc-alkaline metaluminous granodiorites to adamellites and sodic peraluminous leucogranites) emplaced along the Don Féliciano transcurrent belt of Brazil (Tommasi *et al.*, 1994).

Shear-heating models have been also proposed for the San Andreas fault, an seem to explain properly the main heat-flow characteristics (Ricard *et al.*, 1983). For this same fault, Sylvester and Smith (1976) described complex palm tree structures. In our case, because of the erosion and of Sillon Houiller sinistral wrench fault play, it is no more possible to imagine the whole of the suspected pop-structure. However, assuming a 50 km Stephanian left-lateral offset of the Sillon Houiller (Grolier and Letourneur, 1968 ; Grolier, 1971b), the Morvan leucogranites belt striking E-W to WSW-ENE (Figure 9a) could be the eastward extension of the pop-up structure.

To produce larger amounts of melt, we can also invoke a lithospheric delamination proposed by Downes *et al.* (1990) through the study of granulite facies xenoliths in the Massif Central, which coincided with the Namuro-Wesphalian magmatic event. This could not represent the sole mechanism because it explains magmatism related only to late post-orogenic strike-slip faults, but not the granodiorite-monzogranites which emplaced around 350 Ma in a transpressional context.

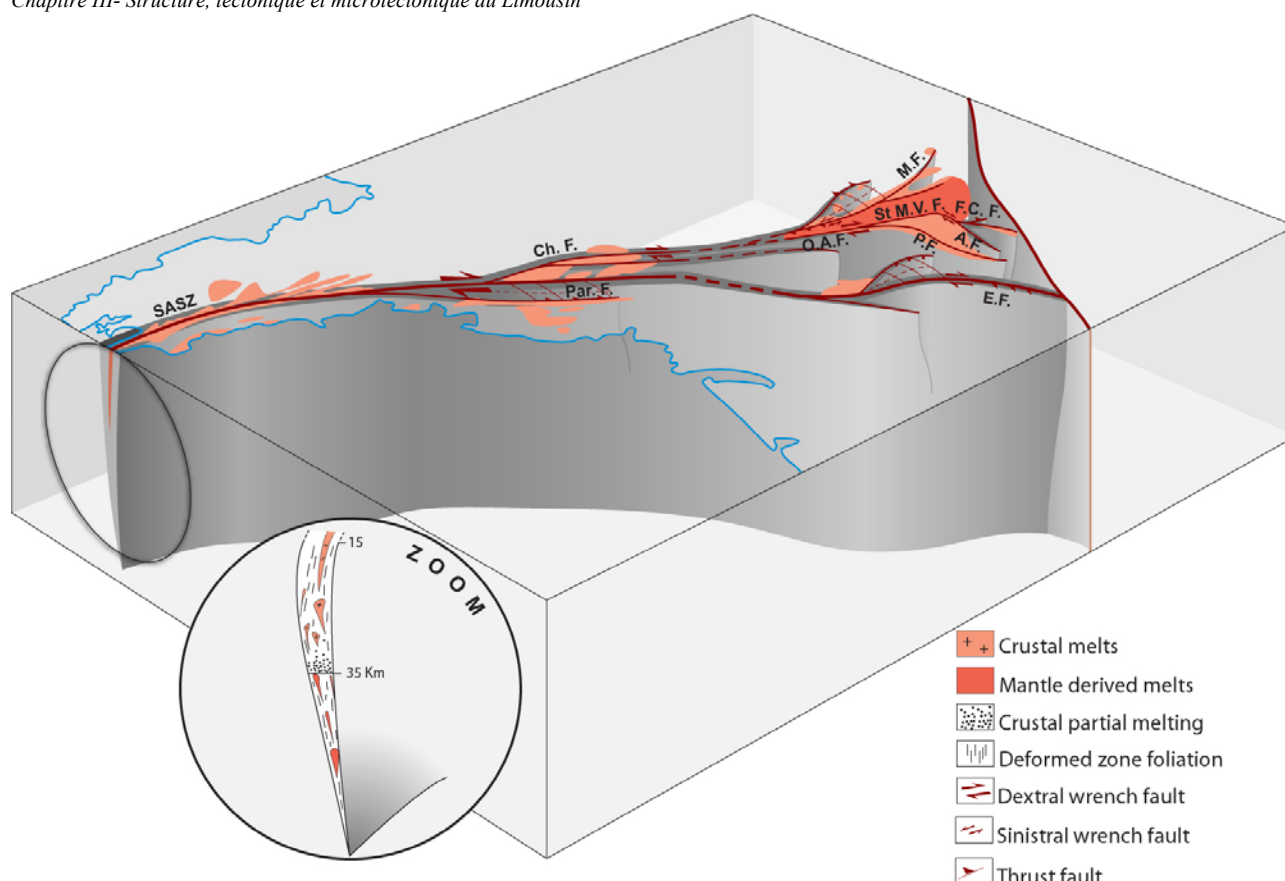


Figure 11 :

Sketch of continental strike-slip fault illustrating the 3-D geometry of a part of the possible pop-up structure affecting the Armorican Massif and the Limousin area around 350 Ma. S.A.S.Z.: South Armorican Shear Zone, Ch. F.: Cholet Fault, Par. F.: Partenay Fault, M. F.: Marche Fault, O. A. F.: Arrênes-Ouzilly Fault, St M.V.F.: St Michel de Veisse Fault, P. F.: Pradines Fault, A. F.: Ambrugeat Fault, F. C. F.: Felletin-La Courtine Fault, E. F.: Estivaux Fault.

Appendix: analytical procedure

1. Electron backscatter diffraction (EBSD)

Quartz preferred orientations were measured on a scanning electron backscatter diffraction techniques (EBSD; Lloyd et al., 1991; Adams et al., 1993; Dingley and Field, 1997) using the EBSD/SEM system at ISTEEMontpellier. Backscattered electron (BSE) diffraction in the scanning electron microscope has become an important tool for the combined study of microstructures in crystalline materials. It is possible to measure complete crystallographic orientations of single crystallites with direct reference to the microstructure (Neumann, 2000; Heidelberg et al., 2000).

EBSD is based on automatic analysis of diffraction patterns. These patterns composed of Kikuchi bands are generated by interaction of a vertical incident electron beam with a flat crystal surface. A phosphor screen is located close to the thin section to collect the backscattered electrons and to emit a photonic image, which is then processed and indexed using the CHANNEL+software (Schmidt and Olesen, 1989). The Euler angles (φ_1 , φ_2 , φ_3) are determined for each quartz grain and stored with the nature of the mineral. The whole procedure can be carried out automatically. The precision of crystal orientations measured from electron

backscattering patterns is better than 1° (Krieger Lassen, 1996).

2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating:

Around twenty samples have been collected along the Limousin ductile shear zones and in the leucogranitic massifs. During this study, different techniques of argon extraction were used. Bulk mineral samples (10 mg) have been degassed using a classical step heating procedure in an induction furnace. Step heating and spot fusion experiments were also performed on single grains with a laser probe. In addition, in situ laser probe analyses have been conducted on polished thin rock sections, 10 x 10mm and 1mm thick. The combination of these different techniques has the advantage to bring important information on the argon behaviour during mylonitization and cooling of the various rocks. For example, in mylonitic rocks, we frequently observed the coexistence of different generations of mica that develop at the time of granite emplacement and during subsequent shearing. In the most deformed samples, only the ultramylonitic facies shear band of tiny secondary mica are present. Therefore, the comparison of results from such rocks has the potential to give us age constraints on the cooling of the various granites, on

their deformation and subsequent cooling, on the scale of argon migration during mylonitization, on the eventual presence of excess argon and on the role of recrystallization as a factor of argon resetting.

Analytical procedure for bulk samples

The bulk samples of biotite and muscovite were separated by magnetic separator and sometimes by heavy liquids. All the final mineral separates were obtained by hand-picking. The samples were irradiated in the Mac Master reactor with total fluxes of 10^{18} n/cm^2 . The irradiation standard is the Fish Canyon Tuff sanidine (28,48 Ma).

The classical step heating procedure, used for bulk samples, is described by Arnaud et al. (1993) and Arnaud et al. (2003). Heating was performed using an double vacuumfurnace allowing a good thermal resolution during the fractionated degassing process. After extraction and purification of rare gases, argon was introduced in a VG 3600 mass spectrometer and isotopes from mass 36 to mass 40 were measured by peak-switching in six runs. Ages have been calculated after correction for blanks (varying between $2,240 \cdot 10^{-14} \text{ cm}^3$ and $3,36 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^3$ for ^{40}Ar and between $1,344 \cdot 10^{-14} \text{ cm}^3$ and $4,48 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^3$ for ^{36}Ar), mass discrimination, radioactive decay of ^{39}Ar and ^{37}Ar and irradiation-induced mass interferences. Errors are given at 1σ .

Analytical procedure for single grains

The single grains of biotite and muscovite for the laser probe experiments were carefully selected under a binocular microscope from a coarse fraction of the crushed rock sample. Then, they were ultrasonically cleaned in methanol and distilled water to remove surface related contaminants such as small feldspar grains. All samples were packed in aluminium foil and irradiated for 70h in the McMaster nuclear reactor (Canada) together with the MMHb4 hornblende neutron flux monitor dated at $520,4 \pm 1,7 \text{ Ma}$. After irradiation, all samples were placed on a Cu holder inside a UHV gas extraction system and baked for 48h at 200°C . Step-heating done on single grain, spot fusion and polished section experiments were conducted with the laser operating in the continuous or semi-pulsed mode (Monié et al., 1997). The analytical device consists of: a multiline continuous 6-W argon-ion laser; a beam shutter for selection of exposure times; divergent and convergent lenses for definition of the beam diameter; a small inlet line for the extraction and purification of gases; a MAP 215-50 noble gas mass spectrometer. For the laser spot fusions done on a single crystal or on a polished section, the maximum laser beam diameter was $50\mu\text{m}$ for 20 to $40\mu\text{m}$ in depth. The experiments are monitored through a binocular microscope coupled with a video color camera to observe the mineral behaviour during laser probe degassing. Each analysis involves 5 min for gas extraction and cleaning and 15 min for data acquisition by peak switching from mass 40 to mass 36. System blanks were evaluated every three analyses and ranged from $3 \cdot 10^{-12} \text{ cm}^3$ for ^{40}Ar to $4 \cdot 10^{-14} \text{ cm}^3$ for ^{36}Ar . Ages

and errors were calculated according to Mc Dougall and Harrison (1999). Errors are given at 1σ .

References

- Adams, B.I., S.I. Wright and, K. Kunze, Orientation imaging: the emergence of a new microscopy, *Metallurgical Transactions*, 24A, 819-831, 1993.
- Alexandrov, P., A. Cheilletz, E. Deloule, and M. Cuney, $319 \pm 7 \text{ Ma}$ age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons, *C. R. Acad Sci*, 330, 1-7, 2000.
- Arnaud, N., M. Brunel, J.M. Cantagrel, and P. Tapponnier, High cooling and denudation rates at Kongur Shan, eastern Pamir (Xinjiang, China) revealed by (super 40) Ar/ (super 39) Ar alkali feldspar thermochronologie, *Tectonics*, 12, 6, 1335-1346, 1993.
- Arnaud, N., P. Tapponnier, F. Roger, M. Brunel, U. Schärer, C. Wen, and Z. Xu, Evidence for Mesozoic shear along the western Kunlun and Altyn-Tagh fault, northern Tibet (China), *J Geophys Res-Solid Earth* 108(B1), doi:10.1029/2001JB000904, 2003.
- Audrain, J., J.L. Vignerresse, M. Cuney, and M. Friedrich, Modèle gravimétrique et mise en place du complexe granitique hyperalumineux de St Sylvestre (Massif Central français), *C. R. Acad Sci., Ser. 2*, 309, 1907-1914, 1989.
- Autran, A., J. Lameyre, Evolutions géologiques de la France, *Mémoire du BRGM n° 107*, 1980.
- Berthier, F., J.L. Duthou, and M. Roques, Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types, *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.*, I, 31-42, 1979.
- Boutin, R., and R. Montigny, Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif Central français, *C. R. Acad. Sci., Ser. 2*, 316, 1391-1398, 1993.
- Burg, J.-P., J.P. Brun, and J. Van Den Driessche, Le sillon houiller du Massif Central Français: Faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque?. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, Série II, 147-152., 1990.
- Choukroune P., D. Gapais, and P. Matte, Tectonique hercynienne et deformation cisailante: la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, 1983.
- Costa S., H. Maluski, and J.M. Lardeau, ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology of Variscan tectonometamorphic events in an exhumed crustal nappe: The Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France), *Chem. Geol.*, 105, 339-359, 1993.

- Cuney, M., M. Friedrich, P. Blumenfeld, A. Bourguignon, M.C. Boiron, J.L. Vignerresse, and B. Poty, Metallogensis in the French part of the Variscan orogen. Part I: U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au, *Tectonophysics*, 177, 39-57, 1990.
- Cuney M., M. Brouand, and J.M. Stussi, Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec la socle du Poitou et l'ouest du Massif Central français, *Géologie de la France*, n°1-2, 117-142, 2001.
- Cunningham, W.D., B.F. Windley, D. Dorjnamjaa, G. Badamgarov, and M. Saandar, A structural transect across the Mongolian western Altai: active transpressional mountain building in central Asia, *Tectonics*, 15, 142-156, 1996.
- Davidson, C., L.S. Hollister, and S.M. Schmid, Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: the MacLaren Glacier metamorphic belt, South Central Alaska, *Tectonics*, 11, 348-359, 1992.
- Davidson, C., S.M. Schmid, and L.S. Hollister, Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, 6, 133-142, 1994.
- Dingley D.J. and D.P. Field, Electron backscatter diffraction and orientation imaging microscopy, *Materials Science and Technology*, 69-78, 1997.
- Downes, H., C. Dupuy, and A.F. Leyreloup, Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower crustal granulitic xenoliths (French Massif Central), *Chemical Geology*, 83, 209-231, 1990.
- Dumas, E., M. Faure, and J. Pons, L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque, *C. R. Acad. Sci., Ser. 2*, Paris II, 310, 1533-1539, 1990.
- Duthou, J.L., Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme: le Nord-Limousin. *Thèse 3^{ème} cycle*, Université de Clermont-Ferrand, Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand, 63, 290, 1977.
- Duthou, J.L., M. Chenevoy, and M. Gay, Age Rb-Sr Dévonien moyen des migmatites à cordierite des Monts du Lyonnais (Massif central Français), *C. R. Acad. Sci., Paris, Sér. II*, 319, 791-796, 1994.
- Eggleton, R. A., Buseck, P.R., The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 74, 123-133, 1980.
- Faure, M., L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin, *C. R. Acad. Sci., Paris II*, 309, 1839-1845, 1989.
- Faure, M., Late carboniferous extension in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14, 132-153, 1995.
- Faure, M., and J. Pons, , Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Wesphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France, *Geology*, 19, 730-733, 1991.
- Faure, M., A. Prost, and E. Lasne, Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Wesphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif Central Français, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, 189-197, 1990.
- Faure, M., and C. Cartier, Deformations ductiles polyphasees dans l'antiforme orthogneissique de St-Clement-de-la-Place (unite de Lanvaux, Massif armoricain). Polyphase ductile deformation in the Saint Clement de la Place orthogneiss antiform, Lanvaux Formation, Armorican Massif, *C. R. Acad. Sci., Paris, Sér. II*, 326, n°11, 795-802, 1998.
- Faure, M., P. Monié, C. Pin, H. Maluski, and C. Leloux, Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new 40Ar/39Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension, *Int. J. Earth Sciences*, 91: 53-75, 2002.
- Floc'h, J.P., La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif Central Français), *Thèse d'Etat, Univ. Limoges*, 445 p, 1983.
- Gapais, D., and B. Barbarin, Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France), *Tectonophysics*, 125, n°4, 357-370, 1986.
- Gébauer, H., J. Bernard-Griffiths, and M. Grünenfelder, U/Pb zircon and monazite dating of mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige, French Massif Central, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 292-300, 1981.
- Gébelin, A., G. Martelet, M. Brunel, M. Faure, and P. Rossi, Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif, Massif Central, France, *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 175, 3, 239-248, 2004.
- Gébelin, A., G. Martelet, Y. Chen, M. Brunel, and M. Faure, Highlighting the structure of late Variscan leucogranites in the French Massif Central by new AMS, gravity and structural results from the Millevaches massif, *Journal of Structural Geology*, 2004, submitted.
- Gébelin, A., Déformation et mise en place des granites (360-300Ma) dans un segment de la Chaîne Varisque (Plateau de Millevaches, Massif Central), *Thèse, Univ. Montpellier*, 2004.
- Grolier, J., and J. Letourneur, L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français, *Proc. 23 rd. Int. Geol. Congr.*, I, 107-116, 1968.

Grolhier, J., Contribution à l'étude géologique des séries cristallophylliennes inverses du Massif Central Français : la série de la Sioule (Puy de Dôme, Allier), *Mem. BRGM*, 64, 163pp., 1971a.

Gumiaux, C., D. Gapais, J.P. Brun, J.Chantraine, and G. Ruffet, Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France), *Geodinamica Acta*, 2004.

Hames, W.E. and Bowring, S.A., An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth and Planetary Science Letters*, vol.124, no.1-4, pp.161-169, 1994.

Harrison, T. M., I. Duncan, and Mc Dougall, Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2461-2468, 1985.

Heidelbach, F., K. Kunze, and H.R. Wenk, Texture analysis of a recrystallised quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope, *Journal of Structural Geology*, 22, 91-104, 2000.

Holliger P., M. Cuney, M. Friedrich, and L. Turpin, Age carbonifère de l'Unité de Brême du complexe granitique perlumineux de St Sylvestre (NW du Massif Central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite, *C. R. Acad. Sci., Ser. 2*, 303, 1309-1314, 1986.

Hutton, D.H.W., Granite emplacement mechanism and tectonic controls: inferences from deformation studies, *Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 79, 245-255, 1988.

Hutton, D.H.W., and R. J. Reavy, Strike-slip tectonics and granite petrogenesis, *Tectonics*, 11, 960-967, 1992.

Jessel, M.W., Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite, *Journal of structural geology*, 9, 1007-1014, 1987.

Jones, D.L., R. Graymer, C. Wang, T.V. McEvilly, and A. Lornax, Neogene transpressive evolution of the California Coast Ranges, *Tectonics*, 13, 561-574, 1994.

Jover, O., Les massifs granitiques de Guéret et du nord-Millevaches. Analyse structurale et modèle de mise en place (Massif Central Français), *Thèse de doctorat*, Nantes 233, 1986.

Krieger Lassen, N.C., The relative precision of crystal orientations measured from electron backscattering patterns, *Journal of Microscopy*, 181, 72-81, 1996.

Kruhl, J.H. and, M. Peternell, The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallized quartz: the effect of crystallography and temperature, *Journal of Structural Geology*, 24, 1125-1137, 2002.

Lardeaux J.-M., P. Ledru, I. Daniel, and S. Duchene, The Variscan French Massif Central: a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation

processes and geodynamic consequences, *Tectonophysics*, 332, 143-167, 2001.

Le Carlier de Veslud, C., M. Cuney, J.J. Royer, J.P. Floc'h, L. Améglio, P. Alexandrov, J.L. Vignerresse, P. Chèvremont, and Y. Itard, Relationships between granitoids and mineral deposits: three-dimensional modelling of the Variscan Limousin Province (NW French Massif Central), *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91, 283-301, 2000.

Le Carlier de Veslud C., P. Alexandre, M. Cuney, G. Ruffet, A. Cheilletz and, D. Virlogeux, Thermochronology $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et évolution thermique des granitoïdes méso-varisques du complexe plutonique de Charroux-Civray (Seuil du Poitou), *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 175, n°2, 95-106, 2004.

Leloux C. Arguments pour une évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Structure des unités dévonodinantennes du Nord-Est du Massif Central (Brèvenne-Bourbonnais-Morvan), *Thèse de 3e cycle*, Université d'Orléans, 248p, 1998.

Leloup, P.H., Y. Ricard, J. Battaglia, and R. Lacassin, Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples, *Geophys. J. Int.*, 136, 19-40, 1999.

Lister, G., M. Paterson and, B. Hobbs, The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model, *Tectonophysics*, 45, 107-158, 1978.

Lloyd, G.E., N.H. Schmidt, D. Mainprice, and Prior D.J., Crystallographic textures, *Mineralogical Magazine*, 55, 331-345, 1991.

McClay, K. and, M. Bonora, Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems, *AAPG Bulletin*, 85, 233-260, 2001.

Mattauer, M., M. Brunel, and P. Matte, Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne Hercynienne du Massif Central Français, *C. R. Acad. Sci., Paris II*, 306, 671-676, 1988.

Matte, P., Tectonics and plate Tectonics model for the Variscan belt of Europe, *Tectonophysics*, 126, 329-374, 1986.

Mollier, B., and J.L. Bouchez, Structuration magmatique du complexe granitique de Brême-St Sylvestre-St Goussaud (Limousin, Massif Central français), *C.R. Acad. Sci., Ser. 2*, 294, 1329-1334, 1982.

Monié, P., R. Caby, and M.H. Arthaud, The Neoproterozoic brasiliano orogen of Northeast Brazil. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Res.*, 81, 241-264, 1997.

Neumann, B., Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and

Pin, C. and D. Vielzeuf, Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation, *Tectonophysics*, 93, 47-74, 1983.

Ricard, Y., C. Froidevaux, and J.F. Hermance, Model heat flow and magnetotellurics for the San Andreas and oceanic transform faults, *Ann. Geophys.*, 1, 47-52, 1983.

Roig, J.Y., M. Faure, and P. Ledru, Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre-and syntectonic granitoids, *Geol Rundsch*, 85, 138-153, 1996.

Rolin P. and M. Colchen, Carte structurale du socle Varisque Vendée-Seuil du Poitou-Limousin, *Géologie de la France*, 1-2, 3-6, 2001.

Rolin, P., C. Cartanaz, P. Henry, M. Rossy, A. Cocherie, F. Salen, and B. Delwalle, Notice explicative de la Carte géologique de Saint Sulpice-les-Champs (N°666) au 1/50 000, Editions B.R.G.M., Orléans, submitted.

Ruffet, G., G. Féraud, and M. Amouric, Comparison of ^{40}Ar - ^{39}Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1675-1688, 1991.

Santallier D., J.M. Lardeaux, J. Marchand and C. Marignac, Metamorphism. In : Keppies J.D. (Eds), Pre-mesozoic geology in France and related areas, *Springer Verlag*, 325-340, 1994.

Scailliet, S., M. Cuney, C. Le Carlier de Veslud, A. Cheilletz, and J.J. Royer, Cooling pattern and mineralisation history of the St Sylvestre and Western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of U-mineralization, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 4673-88, 1996b.

Schmidt, N.H., and N.O. Olesen, Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channeling patterns in the SEM, *Canadian Mineralogist*, 27, 15-22, 1989.

Shaw, A., The petrogenesis of Hercynian granites, French Massif Central. PhD. Thesis, Birkbeck College, University of London, London, 1991.

Sylvester, A.G., Strike-slip faults, *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1666-1703, 1988.

Sylvester, A.G. and, R.R. Smith, Tectonic transpression and basement-controlled deformation in the San Andreas fault zone, Salton trough, California, *AAPG Bulletin*, 60, 74-96, 1976.

Tikoff, B. and, M. Saint Blanquat (de), Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California, *Tectonics*, 16, 442-459, 1997.

Tikoff, B. and, C. Teyssier, Crustal-scale, en échelon "P-shear" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, 20, 927-930, 1992.

Tommasi, A. and, A. Vauchez, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil, *Tectonics*, 13, n°2, 421-437, 1994.

Tommasi, A., A. Vauchez, L.A.D. Fernandez, and C.C. Porcher, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil, *Tectonics*, 13, 421-437, 1994.

Thompson, A.B. and A.D. Conolly, Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings, *J. geophys. Res.*, 100, 15565-15579, 1995.

Tullis, J., J.M. Christie, and D.T. Griggs, Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites, *Geological Society of America Bulletin*, 84, 297-314, 1973.

Van Den Driessche, J., and, J.P. Brun, Un modèle de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central, *C. R. Acad. Sci., Paris II*, 309, 1607-1613, 1989.

Virlogeux, D., Roux J. and Guillemot, D. Apport de la géophysique à la connaissance du massif de Charroux-Civray et du socle poitevin. In : Etudes du massif de Charroux-Civray, Journées scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers, 13 et 14 octobre 1997 ; EDP sciences, Les Ulis, 33-62, 1999.

Table A: Samples location

Table B: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ synthetic results for bulk sample, single grain and polished section

Table 1, 2, 3, 4, 5: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ synthetic results for bulk sample and single grain

N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(1000)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+/- 1s,d,
6 Bulk biotite								
sample			J= 0,01401					
1	13,13	0,675	0,0609	0,035	7,4	20,1	304,68	0,94
2	13,72	0,110	0,0704	0,033	28,3	3,4	317,12	0,47
3	13,87	0,033	0,0713	0,032	61,1	1,1	320,28	0,42
4	13,95	0,029	0,0710	0,032	80,1	1,0	321,98	0,46
5	14,15	0,143	0,0676	0,034	83,8	4,4	326,26	0,66
6	14,43	0,323	0,0626	0,034	86,6	9,7	332,20	1,02
7	14,69	0,397	0,0600	0,035	89,3	11,9	337,59	1,22
8	14,72	0,295	0,0619	0,034	94,0	8,8	338,23	0,75
9	14,56	0,146	0,0656	0,030	99,0	4,4	334,86	0,64
10	14,4	0,059	0,0681	0,032	100,0	1,8	331,59	0,81
6 Bulk muscovite								
sample			J= 0,01401					
1	14,26	0,605	0,0575	0,019	5,4	82,0	328,55	0,96
2	14	0,060	0,0701	0,014	9,8	98,1	323,13	0,80
3	13,91	0,030	0,0711	0,013	17,9	99,0	321,26	0,39
4	13,93	0,014	0,0714	0,013	41,7	99,5	321,63	0,44
5	13,96	0,008	0,0713	0,013	62,1	99,6	322,35	0,40
6	14	0,009	0,0711	0,013	77,3	99,6	323,16	0,49
7	14	0,012	0,0711	0,013	85,2	99,5	323,02	0,43
8	14,05	0,009	0,0709	0,013	89,4	99,6	324,26	0,63
9	14,19	0,004	0,0703	0,011	93,4	99,8	327,13	0,50
10	14,05	0,000	0,0711	0,012	96,3	99,9	324,23	0,62
11	13,95	0,018	0,0712	0,014	100,0	99,3	321,96	0,66
6 Single biotite-step heating								
			J=0,012713					
1	49,119	1,575	0,0108	0,046	1	53,5	875,32	22,42
2	15,736	0,930	0,0460	0,018	2,4	72,6	329,02	13,14
3	15,174	0,262	0,0607	0,017	13,5	92,3	318,24	2,28
4	15,216	0,065	0,0644	0,020	24,5	98,1	319,05	2,28
5	15,223	0,010	0,0653	0,019	31,5	99,7	319,19	4,22
6	15,378	0,011	0,0648	0,021	38,1	99,7	322,16	4,14
7	15,302	0,014	0,0650	0,020	51,8	99,6	320,71	2,19
8	15,475	0,002	0,0644	0,021	58,9	100,0	324,02	4,57
9	15,479	0,001	0,0644	0,019	67,3	100,0	324,11	3,26
10	15,578	0,010	0,0639	0,021	75,8	99,7	325,99	3,54
11	15,849	0,035	0,0624	0,009	92,7	99,0	331,17	2,35
12	15,191	0,073	0,0643	0,015	94,6	97,9	318,58	21,07
13	15,406	0,010	0,0646	0,017	99,9	99,7	322,70	8,20
7	13,48	0,061	0,0727	0,055	63,8	98,1	312,08	0,59
8	13,5	0,036	0,0732	0,056	69,1	98,8	312,41	0,51
9	13,5	0,018	0,0736	0,056	80,1	99,3	312,41	0,44
10	13,55	0,013	0,0734	0,056	96,3	99,5	313,52	0,45
11	13,53	0,022	0,0734	0,057	100,0	99,2	313,09	0,38
246 Bulk muscovite sample								
			J= 0,01401					
1	13,75	0,429	0,0634	0,018	5,5	87,2	317,77	1,08
2	13,54	0,042	0,0728	0,012	24,1	98,6	313,47	0,55
3	13,48	0,011	0,0738	0,012	46,4	99,5	312,07	0,52
4	13,53	0,013	0,0735	0,012	63,8	99,5	313,19	0,22
5	13,57	0,011	0,0733	0,012	73,6	99,5	313,95	0,38
6	13,62	0,004	0,0732	0,012	82,6	99,7	315,10	0,44
7	13,63	0,000	0,0732	0,012	93,5	99,9	315,33	0,35
8	13,67	0,000	0,0730	0,011	100,0	99,9	316,19	0,42

Table

N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(1000)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d,
	Sample 241 Single biotite-spot fusion							
			J=0,012713					
1	15,084	0,067	0,0650	0,006	4,7	99,7	316,50	4,23
2	15,018	0,040	0,0657	0,007	14,7	98,9	315,24	3,34
3	14,703	0,067	0,0666	0,011	26,2	98,1	309,16	2,36
4	15,239	0,126	0,0631	0,007	34,0	96,3	319,50	8,22
5	14,94	0,043	0,0660	0,007	45,1	98,8	313,73	2,17
6	14,868	0,067	0,0659	0,005	58,3	98,1	312,36	3,20
7	14,628	0,072	0,0669	0,007	72,7	97,9	307,71	4,10
8	14,805	0,043	0,0666	0,006	88,9	98,8	311,14	3,04
9	14,978	0,066	0,0653	0,007	100,0	98,1	314,47	5,76
	Sample 524 Polished section		J=0,014019					
1	13,379	0,097	0,0730	0,000	15,9	97,1	310,11	1,72
2	13,612	0,094	0,0710	0,000	56,5	97,2	315,07	1,56
3	13,086	0,221	0,0710	0,000	67,2	93,5	303,86	6,79
4	13,762	0,117	0,0700	0,000	79,1	96,5	318,26	2,60
5	13,558	0,168	0,0700	0,000	86,4	95,1	313,93	4,17
6	13,592	0,188	0,0690	0,000	100,0	94,5	314,65	2,48
	Sample 3 Polished section		J=0,012713					
1	15,323	0,060	0,0639	0,000	4,4	98,2	321,11	3,06
2	14,781	0,329	0,0610	0,001	10,6	90,3	310,68	2,87
3	15,358	0,031	0,0644	0,000	19	99,1	321,78	1,29
4	15,523	0,059	0,0632	0,000	30	98,2	324,95	1,39
5	14,794	0,142	0,0647	0,003	39,3	95,8	310,93	2,47
6	14,567	0,121	0,0661	0,000	48,7	96,4	306,54	1,61
7	14,632	0,152	0,0652	0,000	61,4	95,5	307,80	0,76
8	14,695	0,556	0,0568	0,007	92,2	83,6	309,01	1,00
9	15,041	0,035	0,0657	0,000	100	99,0	315,68	3,16
	Sample 265 Polished section		J=0,012713					
1	14,775	0,187	0,0639	0,005	16,1	94,5	310,55	3,14
2	14,707	0,794	0,0520	0,005	27,1	96,2	309,24	5,35
3	15,506	0,070	0,0631	0,000	41,4	97,9	324,61	3,09
4	15,263	0,153	0,0625	0,001	70,2	95,5	319,96	2,50
5	15,06	0,130	0,0638	0,014	87,8	96,2	316,05	4,91
6	14,984	0,129	0,0641	0,000	99,9	96,2	314,59	7,20
7	14,627	0,225	0,0638	0,001	24,3	93,3	307,70	5,17
8	15,269	0,267	0,0603	0,003	100	92,1	320,08	2,52

Table
2

N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(1000)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ 1s,d,
40 Single biotite-step heating			J=0,012713					
1	114,734	0,064	0,0085	0,062	0	98,1	1622,99	136,21
2	0,991	3,246	0,0411	0,096	0,6	4,1	22,60	53,39
3	5,738	1,926	0,0750	0,002	2,2	43,1	127,04	19,90
4	14,485	0,126	0,0664	0,016	4	96,3	304,95	16,90
5	14,77	0,109	0,0655	0,028	11,3	96,8	310,45	5,21
6	14,797	0,038	0,0668	0,033	20,5	98,9	310,99	3,59
7	15,058	0,043	0,0655	0,019	52,4	98,8	316,01	1,61
8	15,149	0,115	0,0637	0,026	61,2	96,6	317,77	5,22
9	15,393	0,036	0,0642	0,024	70,1	99,0	322,45	1,81
10	14,923	0,166	0,0637	0,018	82,5	95,1	313,42	2,81
11	15,145	0,214	0,0618	0,025	88,2	93,7	317,68	4,98
12	15,228	0,087	0,0639	0,084	92,5	97,5	319,28	4,28
13	15,33	0,166	0,0620	0,015	99,9	95,1	321,23	4,91
356 Bulk muscovite sample			J= 0,01401					
1	13,38	0,616	0,0610	0,023	2,2	81,7	309,96	1,36
2	13,41	0,023	0,0740	0,013	19,6	99,2	310,59	0,50
3	13,39	0,006	0,0744	0,012	46,2	99,7	310,14	0,27
4	14,45	0,008	0,0689	0,013	65,8	99,6	332,66	17,60
5	13,47	0,012	0,0738	0,012	76,7	99,5	311,94	0,43
6	13,49	0,008	0,0738	0,013	82,9	99,6	312,32	0,61
7	13,58	0,000	0,0735	0,012	86,1	99,9	314,31	0,71
8	13,63	0,000	0,0732	0,011	88,9	99,9	315,38	0,91
9	13,62	0,000	0,0733	0,011	93,8	99,9	315,11	0,54
10	13,65	0,000	0,0732	0,011	100,0	99,9	315,67	0,52
Sample 356 Single muscovite-spot fusion			J=0,012713					
1	15,585	0,540	0,0539	0,016	2	84,1	326,13	13,62
2	14,383	0,152	0,0663	0,000	11,1	95,5	302,97	2,91
3	14,546	0,084	0,0670	0,000	21,7	97,5	306,14	2,97
4	14,581	0,090	0,0666	0,000	74,8	97,4	306,81	6,11
5	14,422	0,049	0,0683	0,000	91,4	98,6	303,72	3,56
6	14,792	0,065	0,0660	0,026	100	98,1	310,87	5,30
404 Bulk biotite sample			J= 0,01401					
1	10,5	1,102	0,0641	0,055	0,6	67,3	247,57	1,13
2	13,5	0,577	0,0613	0,058	1,5	82,8	312,53	0,87
3	13,61	0,324	0,0664	0,057	3,6	90,3	314,78	0,61
4	13,67	0,184	0,0690	0,057	7,2	94,4	316,22	0,53
5	13,78	0,094	0,0705	0,056	12,5	97,1	318,36	0,66
6	13,77	0,047	0,0715	0,056	20,2	98,5	318,30	0,69
7	13,39	0,020	0,0741	0,054	36,2	99,3	310,26	0,54
8	13,39	0,016	0,0742	0,054	51,8	99,4	310,24	0,70
9	13,93	0,015	0,0714	0,056	58,1	99,4	321,59	0,44
10	14,2	0,026	0,0698	0,056	60,6	99,1	327,29	0,46
11	14,23	0,029	0,0696	0,056	62,8	99,0	327,86	0,48
12	14,15	0,028	0,0700	0,055	66,4	99,0	326,22	0,57
13	14,1	0,024	0,0703	0,055	74,8	99,2	325,14	0,35
14	13,46	0,013	0,0739	0,053	100,0	99,5	311,63	0,33

Table
3

N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(1000)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ 1s,d,
Sample 404 Polished section-granulite paleosome								
J= 0,01401								
1	13,727	0,041	0,0720	0,025	2,8	98,8	317,52	5,84
2	13,711	0,032	0,0720	0,023	9,9	99,1	317,17	2,28
4	13,575	0,047	0,0730	0,021	92,1	98,6	314,29	3,74
5	13,536	0,020	0,0730	0,022	100,0	99,4	313,50	1,14
Sample 404 Polished section-granulite leucosome								
3	13,298	0,043	0,0740	0,036	87,8	98,7	308,38	0,81
334 Bulk muscovite sample J= 0,01401								
1	14,11	0,577	0,0587	0,018	4,2	82,9	325,49	0,69
2	14,24	0,117	0,0677	0,013	6,7	96,4	328,15	0,68
3	14,09	0,080	0,0692	0,013	11,1	97,5	325,04	0,77
4	14,07	0,035	0,0703	0,012	23,4	98,8	324,52	0,72
5	14,09	0,080	0,0692	0,013	27,8	97,5	325,04	0,77
6	14,07	0,035	0,0703	0,012	40,0	98,8	324,52	0,72
7	14,08	0,018	0,0705	0,012	56,9	99,3	324,79	0,42
8	14,11	0,014	0,0705	0,012	68,4	99,5	325,37	0,40
9	14,17	0,012	0,0702	0,012	77,5	99,5	326,62	0,32
10	14,22	0,008	0,0700	0,012	85,4	99,6	327,83	0,32
11	14,22	0,003	0,0702	0,012	92,0	99,8	327,68	0,45
12	14,27	0,003	0,0699	0,012	100,0	99,8	328,73	0,51
Sample 284 Polished section J=0,012713								
1	13,888	0,148	0,0688	0,006	11,3	95,7	293,35	2,32
2	15,08	0,207	0,0622	0,000	13,7	93,9	316,45	5,03
3	15,988	0,069	0,0612	0,000	15,3	98,0	333,83	6,77
4	16,074	0,134	0,0597	0,026	18,1	96,1	335,48	10,28
5	16,178	0,129	0,0594	0,025	50,1	96,2	337,45	1,49
6	16,435	0,130	0,0584	0,022	93	96,2	342,33	4,44
7	14,861	0,131	0,0646	0,001	99,9	96,2	312,22	2,37
Sample 284c Polished section J=0,012713								
1	16,311	0,137	0,0588	0,001	5,2	96,0	339,97	10,09
2	15,084	0,188	0,0626	0,000	21,4	94,5	316,51	1,67
3	15,493	0,078	0,0630	0,000	48,9	97,7	324,38	2,03
4	15,263	0,137	0,0628	0,000	67	96,0	319,95	1,88
5	14,967	0,137	0,0639	0,001	72,7	96,0	314,26	5,55
6	15,064	0,151	0,0634	0,000	89,3	95,6	316,13	2,12
7	15,74	0,133	0,0610	0,000	99,9	96,1	329,09	5,95
8	14,64	0,130	0,0656	0,014	84,7	96,2	307,95	3,53
9	14,349	0,256	0,0644	0,014	95,6	92,5	302,32	3,23
10	10,589	0,983	0,0669	0,013	97,7	71,0	227,85	23,34
11	9,665	1,263	0,0648	0,014	99,9	62,7	209,08	13,97

Table

4

N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(1000)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d,
347 Single biotite-step heating			J=0,012713					
1	22,292	0,117	0,0433	0,028	1,2	96,5	450,15	57,67
2	16,922	0,006	0,0589	0,000	30,7	99,8	351,54	2,98
3	16,644	0,022	0,0596	0,000	50,5	99,3	346,29	4,24
4	16,29	0,102	0,0595	0,000	62,3	97,0	339,58	8,25
5	16,756	0,008	0,0595	0,000	71,5	99,7	348,41	8,57
6	16,841	0,002	0,0593	0,001	86	99,9	350,01	5,44
7	17,056	0,007	0,0584	0,000	91,1	99,8	354,07	14,84
8	17,073	0,028	0,0580	0,008	95,3	99,2	354,39	15,59
9	16,318	0,021	0,0608	0,000	97,2	99,4	340,12	40,02
10	15,14	0,280	0,0605	0,000	99,9	91,7	317,59	28,08
347 Bulk biotite sample			J= 0,01401					
1	14,63	0,084	0,0666	0,015	58,1	97,4	336,29	0,59
2	15,1	0,017	0,0658	0,014	69,8	99,4	346,22	0,42
3	15,24	0,039	0,0648	0,015	79,6	98,7	349,07	0,44
4	15,06	0,029	0,0658	0,015	89,5	99,0	345,36	0,48
5	14,88	0,026	0,0666	0,015	97,0	99,1	341,62	0,63
6	14,61	0,039	0,0675	0,017	100,0	98,7	336,05	0,73
331 Single biotite-step heating			J=0,012713					
1	5,829	20,624	0,0384	0,000	0	22,4	128,98	394,54
2	13,735	0,846	0,0545	0,000	0,1	75,0	290,36	71,80
3	16,263	0,059	0,0604	0,000	2,2	98,3	339,07	6,10
4	17,925	0,063	0,0547	0,000	4	98,1	370,37	26,75
5	15,516	0,248	0,0597	0,003	13,9	92,7	324,81	2,58
6	16,402	0,066	0,0597	0,030	20,1	98,1	341,71	3,55
7	16,854	0,073	0,0580	0,000	23,8	97,8	350,27	5,55
8	16,273	0,012	0,0612	0,109	28,7	99,6	339,26	7,08
9	16,07	0,058	0,0611	0,022	44,5	98,3	335,40	1,89
10	16,084	0,090	0,0605	0,008	53,9	97,3	335,65	2,49
11	16,654	0,005	0,0599	0,000	83	99,8	346,48	1,94
12	16,436	0,066	0,0596	0,037	88,9	98,0	342,35	5,51
13	16,977	0,025	0,0584	0,021	96,5	99,2	352,58	5,43
14	16,295	0,123	0,0591	0,077	100	96,3	339,67	10,85

Table 5

Sample	Lithology	Assemblages	Localisation	C.L.II-X	C.L.II-Y
6	undeformed leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	Millevaches massif -St Quentin-la-Chabanne	583,9	2093,85
246	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	St Michel-de-Visse fault -Pontarion	561	2113,8
241	bt-sil-crd gneiss	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	St Michel-de-Visse fault -St Hilaire-le-Château	565,5	2109,2
524	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	St Michel-de-Visse fault -St Michel-de-Visse	574,4	2107,7
3	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	Felletin-La Courtine fault -West of Felletin	584,55	2098,15
265	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	Felletin-La Courtine fault -St Quentin-la-Chabanne	585,9	2093,65
40	biotite-sillimanite gneiss	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	Felletin-La Courtine fault -Masd'Artige	435,6	2084
356	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	Pradines fault -Sarran	001°56'47"01	45°24'05"
404	Granulite	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Sil, Crd, Grt,sp	Pradines fault -St Pierre-Bellevue	565,1	2103,3
334	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	West Marche fault -St Sulpice-les-Feuilles	519	2149,7
284c /284	mylonitic leucogranite	Kfs,Pl,Qtz, Bt,Ms	East Marche fault -Dun-le-Palestel	548,6	2142,8
331	biotite-sillimanite gneiss	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil	North of Marche fault -Marseuil	559,4	2145,7
347	biotite-sillimanite gneiss	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	Felletin-La Courtine fault -Confolent-Port-Dieu	614,2	2060,55

Table A: Samples location

Sample	Total age	Plateau	Isochron	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	MSWD
6 Bulk biotite sample	320.0 \pm 2.9		320.8 \pm 4.3	450 \pm 47	1.71
6 Bulk muscovite sample	317.9 \pm 2.9	322.2 \pm 3			
6 Single biotite-step heating	329.7 \pm 3.4		322.8 \pm 3.5	299 \pm 37	2.17
246 Bulk muscovite sample	308.0 \pm 2.8	313.0 \pm 2.8	315.3 \pm 3.0	324 \pm 28	0.69
40 Single biotite-step heating	313.2 \pm 3.3		316.3 \pm 3.5	347 \pm 93	2.1
356 Bulk muscovite sample	301.5 \pm 2.8	310.2 \pm 2.9	313.7 \pm 3.1	249 \pm 11	1.92
404 Bulk biotite sample	312.0 \pm 2.9		318.6 \pm 3.8	314 \pm 45	5.64
334 Bulk muscovite sample	324.6 \pm 3	324.9 \pm 3	326.9 \pm 3.0	293 \pm 18	0.3
331 Single biotite-step heating	348.9 \pm 4.2	348.5 \pm 4.1			
347 Bulk biotite sample	334.3 \pm 3.1	341.4 \pm 3.2			

Table B : $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ synthetic results for bulk sample and single grain

IX- Conclusions principales de ce chapitre et de l'article Tectonics

IX-1. Analyse cinématique / Relations magmatisme-tectonique

- Les granites de Guéret enregistrent la déformation ductile en décrochement dextre des failles d'Arrênes – St Michel de Veisse – Felletin- La Courtine à 350 Ma (mesure des O.P.R. du quartz).
- Les leucogranites enregistrent la déformation ductile en décrochement dextre des failles de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine à 320 Ma (mesure des O.P.R. du quartz).
- Les grands décrochements ont commencé à fonctionner autour de 350 Ma. Ils exercent un contrôle majeur sur la mise en place des granites de type Guéret à 350 Ma et des leucogranites à 320 Ma.
- Les failles normales sont postérieures aux décrochements et sont initiées au toit des leucogranites vers 320 Ma. Leur mise en place favorise la localisation de la déformation crustale en faille normale.

IX-2. Les datations

- $348,5 \pm 4,1$ Ma constitue une limite supérieure pour la déformation ductile cisailante des gneiss à biotite-sillimanite, encaissant des granites. Ces âges sont confirmés par la datation U-Th-Pb à 350 Ma des monazites de ces mêmes gneiss dont la cristallisation est contemporaine du stade synfolial à Bt-Sil.
- 340-335 Ma pourrait correspondre à l'âge de mise en place des leucogranites de la Marche orientale syntectonique de la déformation en décrochement sénestre (datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micafishs de muscovite et datation U-Th-Pb sur monazite)
- Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 325 Ma obtenus sur les micafishs de muscovite constituent une limite supérieure pour la cinématique en faille inverse vers le NE de la Marche occidentale.
- Fonctionnement synchrone des accidents ductiles de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine entre 320 et 305 Ma
- 315 - 320 Ma correspond à l'âge de mise en place des granites à deux micas du Millevaches syntectonique des décrochements des Pradines, de St Michel de Veisse et de Felletin – La Courtine.
- Les âges compris dans l'intervalle $305,5 \pm 3,3$ Ma et $310,7 \pm 3,2$ Ma sont des âges minimum pour la fin de la déformation ductile en faille normale des leucogranites de la Brême.
- Les datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permettent d'estimer la fin du fonctionnement des cisaillements entre 310 et 300 Ma. Cependant, la présence de Stéphanien verticalisé dans la zone de cisaillement Sud Armoricaire suggère un fonctionnement des grands accidents jusqu'à 290 Ma.

IX-3. Le modèle tectonique global

- Les décrochements du Limousin représentent la continuité orientale du cisaillement Sud-Armoricain. Ces deux domaines ont subi deux événements magmatiques majeurs contemporains d'une déformation ductile cisailante : le premier est associé aux granodiorites peralumineuses de type Guéret dont la mise en place se situe vers 350 Ma, la seconde est reliée au phénomène de fusion crustale ayant donné lieu à la mise en place des leucogranites vers 320 Ma.
- Les deux générations de granitoïdes (granodiorites-monzogranites et leucogranites) se sont mises en place dans un contexte transpressif initiant vers 350 Ma le développement de grands décrochements et de failles chevauchantes en réponse à la convergence N-S à NW-SE entre le Gondwana au sud et Armorica au nord. Dès lors, l'achèvement de la phase d'épaississement dans le Massif Central se ferait autour de 350 Ma.
- L'architecture des failles du Limousin et du massif Sud Armoricaire est comparée à celle d'une « pop-up structure » actuellement en partie érodée.
- La vaste et unique zone de cisaillement ductile de la « pop-up structure » pourrait correspondre à un grand décrochement d'échelle lithosphérique acheminant la montée des magmas dans la croûte.

- **Deux processus sont envisagés pour la genèse des magmas leucogranitiques :**
 - **Un processus de délamination lithosphérique conduisant à l'anatexie de la croûte inférieure et à la localisation de chambres magmatiques à ce niveau (voir Chapitre IV).**
 - **Un processus de shear-heating au niveau du manteau supérieur initiant la fusion mantellique. Les magmas mantelliques ainsi formés provoquent la fusion partielle de la croûte inférieure. Le melt qui en résulte remonte dans la zone de cisaillement accentuant l'anomalie thermique. Par la suite, la fusion de la croûte moyenne se développe et est accentuée par la déshydratation des minéraux hydratés (micas et amphiboles).**

145

I. Contexte géologique et présentation du massif granitique de Millevaches

Situé au NW du Massif Central, le massif de Millevaches correspond à un vaste complexe granitique d'orientation Nord-Sud (Fig. IV-1b). Il est limité à l'ouest par la faille normale dextre ductile et fragile d'Argentat qui le sépare des séries métamorphiques du Limousin (Floch', 1983) (Fig. IV-1a). Au nord, il est séparé du massif granitique de Guéret par le décrochement dextre de St Michel de Veisse (Fig. IV-1a et b). Enfin à l'Est, l'accident ductile de Felletin-La Courtine relayé plus au sud par la faille cassante d'Ambrugeat le dissocie des gneiss à biotite-sillimanite et des migmatites à cordiérite (Fig. IV-1a). L'orientation NS du Millevaches est parallèle au décrochement dextre interne des Pradines mais également à la faille d'Argentat qui constitue sa bordure ouest (Fig. IV-1b). La forme allongée N-S du Millevaches est due aux failles qui le bordent et qui le structure (faille des Pradines ; Chapitre III, §IV).

Le Millevaches est composé de granites à biotite porphyroïdes, de leucogranites à Grt-Crd et de granites à deux micas encaissés dans des micaschistes affleurant dans la partie sud du massif. On retrouve ces micaschistes sous la forme d'enclaves orientées N-S dans le centre du Millevaches ou E-W à NW-SE le long de sa bordure Nord (Fig. IV-1b). Dans la partie nord du massif, affleurent des granulites à Bt-Sil-Grt-Crd sous forme de septas N-S systématiquement associés aux leucogranites à Grt-Crd (Fig. IV-1b).

Les granites à biotite porphyroïdes, associés aux leucogranites à Grt-Crd et aux granulites sont considérés comme les granites les plus anciens comparés aux granites à deux micas qui les recoupent (Mouret, 1924; Raguin, 1938; Lameyre, 1966). Les relations structurales entre les granites d'Egletons (granites à biotite porphyroïdes) et les granites à deux micas à proximité de Pérét Bel Air dans la mine de Boucheron (Fig. VI-1b), montrent cependant que leur mise en place est contemporaine (Stussi et Cuney, 1990).

Les granites à deux micas sont interprétés par certains auteurs (Lameyre, 1982, 1984; Bonin et Lameyre, 1984; Duthou et Floch', 1989) comme des diapirs traversants la pile de nappes métamorphiques. Pour d'autres, ils se sont mis en place sous forme de lames par l'intermédiaire de zone de cisaillement sub-horizontale à vergence NW (Bouchez et Jover, 1986; Jover et Bouchez, 1986).

La signification des linéations magmatiques dans les granites du Millevaches mais également dans les autres massifs granitiques environnants est très discutée (Bouchez et Jover, 1986; Lanneau et al., 1988; Faure, 1989; Faure et al., 1990). Les linéations magmatiques des granites du Millevaches présentent deux directions (Jover et Bouchez, 1986). La première orientée N-S caractérise les granites à biotite porphyroïdes et les leucogranites à Grt-Crd. Elle serait reliée à des accidents N-S qui affectent le socle pendant la convergence varisque précoce (Jover et Bouchez, 1986). La seconde de direction NW-SE se distingue dans les massifs granitiques de Millevaches et de Guéret et serait associée à un chevauchement majeur vers le NW (de type Main Central Thrust Himalayen) (Jover et Bouchez, 1986).

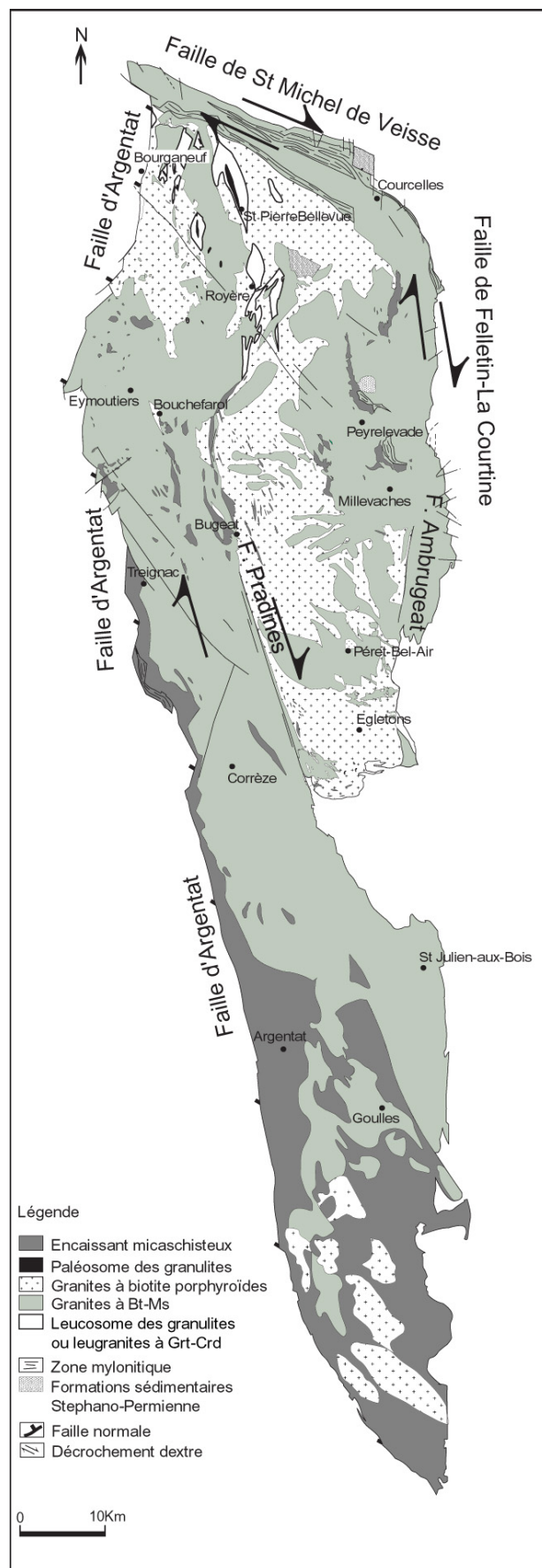


FIG. IV-1b – Carte pétro-structurale du massif granitique de Millevaches.

Pour Mattauer et al. (1988) et Faure (1989, 1990, 1995), ces linéations NW-SE sont liées à une extension tardi orogénique. Sur la base des datations anciennes effectuées par la méthode Rb/Sr sur roche totale, on évalue l'âge de mise en place des granites à deux micas autour de 335 Ma. Les granites à deux micas de St Julien aux Bois et de Gouilles, situés tous deux au sud du massif (Fig. IV-1b), sont datés respectivement à 336 ± 7 Ma et à 332 ± 6 Ma (Monier, 1980). Shaw (1991) date par la méthode Rb/Sr les granites à deux micas du Millevaches à 322 ± 12 Ma. Ceux de Courcelles (Fig. IV-1b) localisés dans la partie NE du massif de Millevaches donnent des âges plus récents à 320 ± 5 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Rolin et al, 2004).

Le granite de Bouchefarol (Fig. IV-1b), assimilé aux granites à biotite porphyroïdes donne un âge de 357 ± 7 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Augay, 1979). Le granite d'Egletons (Fig. IV-1b) a fait l'objet d'une datation Rb/Sr par Vialette (1962) à 319 ± 6 Ma.

La datation chimique Th-U-Pb sur monazite à la microsonde électronique des leucogranites à Grt-Crd fournit un âge isochrone à $323,2 \pm 3,9$ Ma (Rolin et al., en préparation). Augay (1979) obtient sur le même faciès un âge à 332 ± 15 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale.

II. Pétrographie du massif de Millevaches

II-1. Les granites à biotite porphyroïdes

Ils affleurent principalement au centre et dans la partie nord du massif (Fig. IV-1b). C'est un granite à grain moyen (1-4 mm), à feldspath potassique (dont mégacristaux feldspathiques pluricentimétriques (2 à 10 cm)), plagioclase, quartz et biotite. Les phénocristaux de feldspath potassique sont automorphes et contiennent parfois en inclusion du plagioclase, de la biotite et du quartz. Le plagioclase a une composition d'oligoclase-andésine variant entre An_{26} et An_{31} (Shaw, 1991) et ne présente pas de zonation. Le quartz est interstitiel. Les biotites sont fortement pléochroïques et contiennent des minéraux accessoires en inclusion (apatite, zircon et monazite). Elles sont fréquemment affectées par des phénomènes de chloritisation. Les granites à biotite porphyroïde présentent une fabrique planaire marquée par l'orientation des biotites et des phénocristaux de feldspath potassique. L'étude de l'orientation préférentielle du plan (010) des feldspaths potassiques permet de définir à l'échelle du massif de Millevaches, une direction globalement N-S pour ces granites, qui se réorientent en E-W à NW-SE à proximité du décrochement de St Michel de Veisse et à l'est du décrochement des Pradines (Mezure, 1980).

II-2. Les granites à deux micas

Les granites à deux micas « leucogranites » forment l'essentiel du massif de Millevaches. Ils présentent des variations de faciès, liées à la taille du grain qui varie entre 1mm et 5mm, leur composition minéralogique reste cependant constante. Le feldspath potassique est représenté par l'orthose ou le microcline. Le plagioclase présente une composition d'albite ou d'oligoclase (An_4 – An_{12} (Stussi, 1977)). La muscovite est abondante et

d'origine magmatique (voir diagramme ternaire [FeO+MnO, TiO₂ et MgO] de Miller (1987), Chapitre III, Planche XIII). La biotite est fortement pléochroïque et peut montrer des signes de chloritisation. La sillimanite apparaît quelquefois sous forme de fibrolite. Le zircon et la monazite sont généralement en inclusion dans la biotite. L'apatite est fréquemment en équilibre avec la biotite. La description détaillée en lame mince des granites à deux micas est donnée au Chapitre III, III-3-a., Planche II.

II-3. Les granulites

II-3-a. Description

Situées au nord du massif de Millevaches, ces formations correspondent à des septas de granulites à Bt-Grt-Sil-Crd orientés globalement N-S parallèlement au massif.

Elles sont constituées de deux parties : le paléosome dont la paragenèse est à Kfs-Pl-Qtz-Bt-Crd-Grt-Sil+Il+Sp et un leucosome à Kfs-Pl-Qtz-Grt-Crd+Bt+Sil+To+Sp. Ce dernier correspond au leucogranites à Grt-Crd. Ces granulites sont situées cartographiquement dans le prolongement nord du décrochement dextre des Pradines (Fig. IV-1b).

II-3-a-i. Le paléosome

L'affleurement le plus représentatif se situe à proximité de St Pierre-Bellevue, au hameau du grand Janon. Les plans de foliation subverticaux sont orientés NNW-SSE et portent une linéation sub-horizontale.

A l'échelle du macro échantillon (Chapitre III, §IV-1., Planche XIV), la paragenèse de la roche est à feldspath potassique, plagioclase, quartz, grenat, biotite, sillimanite, cordiérite. Ces formations présentent un rubanement formé par l'alternance i) de grenats monocristallins centimétriques allongés dans le plan XZ, ii) de biotites en équilibre avec la sillimanite et la cordiérite iii) de rubans de cordiérite (4cm) dont l'épaisseur peut atteindre 4 à 5 mm (Fig. a, Planche XXV).

A l'échelle de la lame mince, les grenats en ruban centimétrique (Fig. b, Planche XXV) présentent des contours curvilignes amiboïdes (Fig. c, Planche XXV). Cette croissance dendritique (Fig. c, Planche XXV) suggère un développement rapide. Dans le plan XY, les grenats forment des galettes aplaties centimétriques suggérant une croissance dans des conditions de haute température (autour de 700°C). Leur analyse à la microsonde électronique ainsi que les cartographies des principaux éléments constitutifs ne dévoilent aucune zonation significative du cœur à la périphérie (Fig. d, Planche XXV) si ce n'est un léger enrichissement du cœur en manganèse. Ils contiennent des inclusions d'ilménite, de biotite et de sillimanite prismatique (Fig. a, Planche XXVI). Ces dernières, envahissent le minéral, quelquefois dans sa totalité. En règle générale, les sillimanites sont moins fréquentes sur les bordures des grenats qu'au cœur (Fig. b, Planche XXV). Shaw (1991) décrit la présence de spinelle en inclusion dans la cordiérite. Les grenats présentent de façon quasi-systématique sur leurs bordures des auréoles de

cordiérite au contact avec la matrice (Fig. b et c, Planche XXVI).

Il s'agit d'auréole réactionnelle du type : $Grt + Sil + Qtz \Rightarrow Crd$. La cordiérite non altérée et automorphe laisse apparaître de très belles macles en baïonnettes (Fig. d, Planche XXVI).

La biotite est automorphe et riche en titane ($3 < TiO_2 < 5,5$, analyses, Annexe 3). Bien que rare, le feldspath potassique peut être en équilibre avec le grenat. Le plagioclase n'est pas zoné (analyses, Annexe 3). La muscovite est absente. Ces formations présentent une texture de recuit (Fig. e, Planche XXV) caractéristique du faciès granulite.

Les grenats montrent dans le plan XZ des queues de cristallisation asymétriques à sillimanite, cordiérite, biotite qui témoignent d'un mouvement en décrochement dextre (Fig. f, Planche XXV) actif dans les conditions P-T de l'assemblage métamorphique à l'équilibre ($700 < T < 800^\circ C$, § II-3-b).

II-3-a-ii. Le leucosome ou les leucogranites à Grt-Crd (voir description et illustrations Chapitre III, §IV-1., Planche XIV)

Ces formations sont de façon systématique associées aux granulites à Bt-Grt-Sil-Crd. Sur le terrain nous pouvons mettre en évidence une anatexie progressive des granulites à Bt-Grt-Sil-Crd dont le terme ultime correspond à un granite leucocrate à grenat-cordiérite.

Le granite très clair, blanc à rose possède un grain homogène moyen (3mm) à grossier (7mm) (Fig. g,

Planche XXVI). Il prend quelquefois un aspect porphyroïde (feldspath potassique de 1 à 2 cm). De structure équante ou grossièrement foliée, il est pauvre en biotite. Il possède des grenats centimétriques (Fig. h et i, Planche XXVI) qui sont soit regroupés en amas (Chapitre III, Fig. f, Planche XIV) soit dispersés dans la roche (Fig. g, Planche XXVI). Ce leucogranite renferme également des nodules centimétriques de cordiérite. La biotite apparaît parfois en amas ou en septas orientés. Ce leucosome est également affecté par un mouvement en décrochement dextre matérialisé par des plans C-S (Fig. i, Planche XXVI).

A l'échelle de la lame mince le granite montre une texture grenue. Le plagioclase forme des cristaux trapus à tendance sub-automorphe. Le feldspath potassique sub-automorphe est maclé Carlsbad. La biotite se présente en lamelle dispersée de façon homogène, en amas autour des cristaux de cordiérite ou associée au grenat. La biotite est généralement non altérée mais montre parfois des traces de chloritisation. La cordiérite souvent pinitisée est associée au quartz. Le grenat forme des cristaux globuleux dispersés ou regroupés en nodules. Il a une composition d'almandin (analyses LEUCOSOME, Annexe 3). Le quartz forme des plages généralement xénomorphes allongées. La sillimanite est rare. La muscovite est absente. Les minéraux accessoires sont le zircon, la monazite, l'ilménite, la tourmaline et le spinelle. Ce dernier a été identifié par Shaw (1991) en inclusion dans la cordiérite.

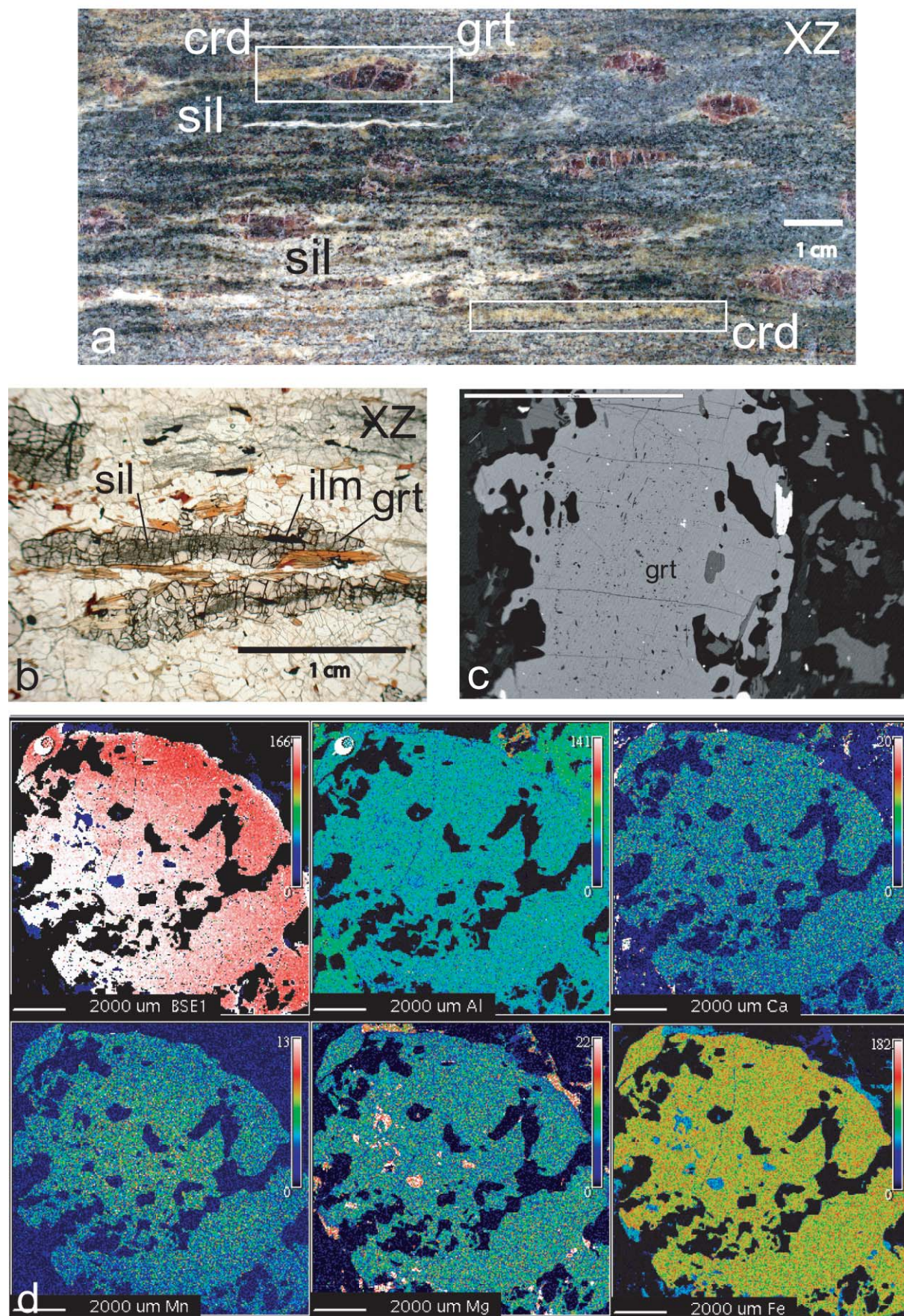


PLANCHE XXV-Les formations granulitiques du hameau du Grand Janon à proximité de St Pierre-Bellevue (Nord du Millevaches). a. Aspect macroscopique des granulites sur un échantillon scié. Les grenats, les cordiérites et les sillimanites forment des rubans. b. Rubans de grenats en lame mince. Notons que les inclusions de sillimanite (halo gris sombre à l'intérieur du grenat) sont plus nombreuses au cœur qu'à la périphérie. La sillimanite est également observée dans la trame de la roche. c. Bordure du grenat curviligne au MEB. Croissance dendritique suggérant une croissance rapide. d. Cartographie d'éléments faite à la microsonde électronique SX 100 de Montpellier d'un grenat ne montrant aucune zonation significative. Léger enrichissement du cœur en manganèse lié à sa croissance (d).

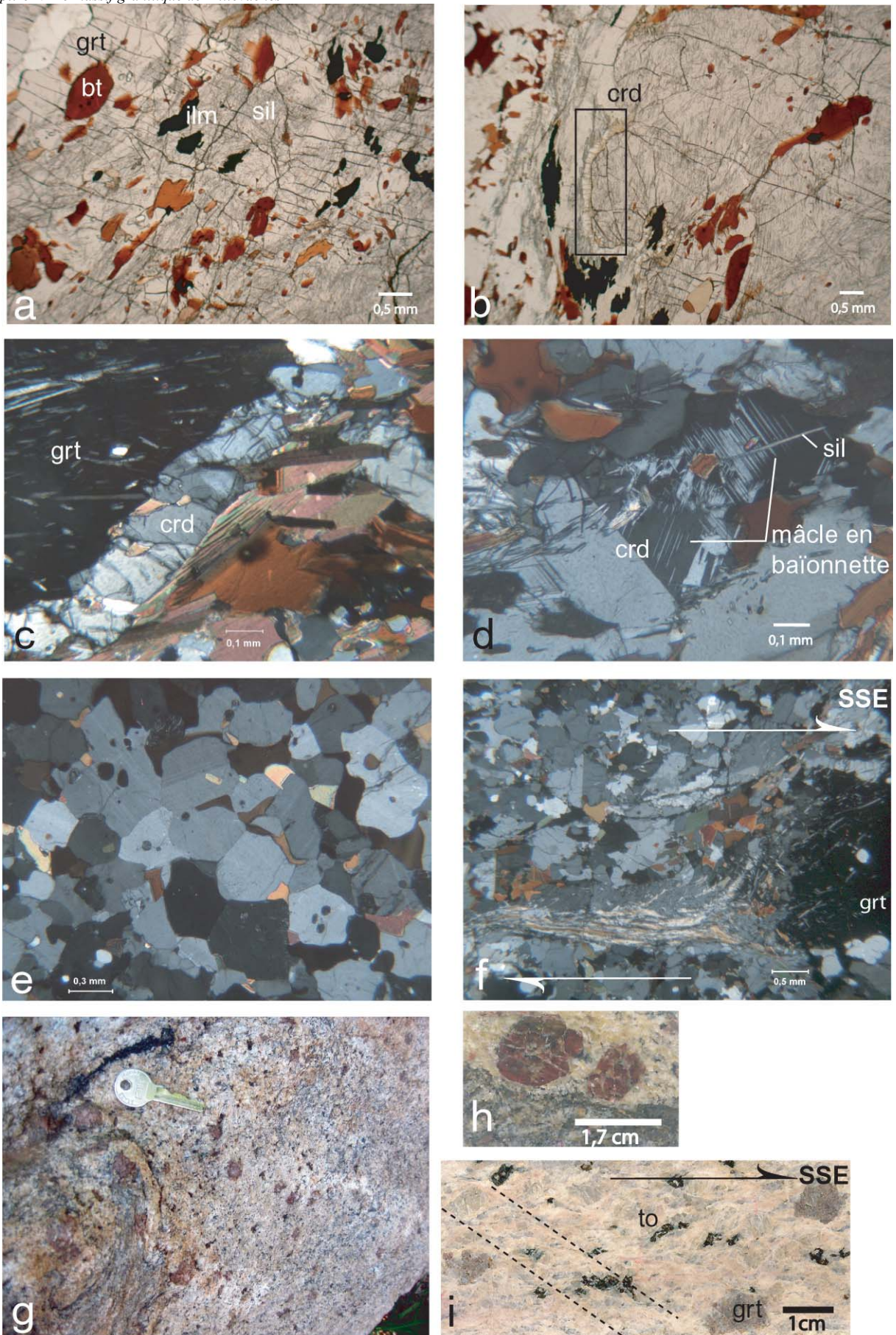


PLANCHE XXVI-Les formations granulitiques du hameau du Grand Janon à proximité de St Pierre-Bellevue (Nord du Millevaches) (suite). a. Inclusions de biotite, sillimanite et ilménite dans les grenats. b. Auréole réactionnelle du grenat avec la sillimanite et le quartz donnant naissance à la cordiérite autour du grenat. c. Frange de cordiérite autour du grenat. d. Macle en baïonnette typique de la cordiérite. e. Texture polygonale de recuit typique du faciès granulite. f. Queue de cristallisation à biotite, sillimanite, cordiérite autour des grenats indiquant un mouvement décrochant dextre vers le SSE. g. Partie leucosome à l'échelle de l'affleurement. h. Grenat centimétrique dans la partie leucosome. Notons la limite nette entre la partie métatexitique et le terme ultime anatectique. i. Leucosome laissant apparaître des plans C-S dextres. Notons quelquefois la présence de tourmaline.

II-3-b. Etude thermobarométrique

Un essai d'évaluation des conditions P-T dans les faciès sombres des granulites (paléosome) est tenté par la méthode classique. Ce faciès représente le protolithe des parties ayant subies l'anatexis (métatexites et leucosome à Grt-Crd).

La cartographie d'éléments (Al, Ca, Mg, Mn et Fe) sur les grenats (fig. d, Planche XXV) ne révèle pas de très fortes zonations. Contrairement à certains minéraux comme la biotite ou la chlorite, le grenat est un minéral peu sensible aux processus de diffusion intracrystalline qui peuvent intervenir lors de rééquilibrage postmétamorphique ou d'événements métamorphiques postérieurs. Les grenats ont donc la particularité de conserver quelquefois des zonations chimiques qui reflètent l'évolution des conditions P-T au cours de leur croissance.

Le grenat (fig. d, Planche XXV) présente un appauvrissement en Mn du cœur vers la périphérie qui est interprété comme le résultat du fractionnement du Mn durant un métamorphisme prograde. Il présente également un léger enrichissement en Fe (bordure externe un peu plus rouge) et un appauvrissement en Mg du cœur à la périphérie (bordure externe un peu plus bleutée).

Les analyses chimiques (Annexe 3) montrent que les grenats se caractérisent par un pôle almandin dominant entre 75 et 82%, un pôle pyrope relativement faible entre 8 et 20%, un pôle spessartite qui varie entre 2 et 5 % enfin un pôle grossulaire quasi inexistant autour de 2%. L'enrichissement du cœur des grenats en Mn n'est pas systématique sur l'ensemble des échantillons analysés.

II-3-b. i. Thermomètre Grenat / Cordiérite :

Les analyses des couples grenat-cordiérite servant au calcul de $\ln K_D$ ont été effectuées à l'aide de la microsonde électronique SX 100 de l'Université Montpellier II.

Thompson propose deux équations, l'une tenant compte de la pression (Thompson, 1976) :

$$\ln K_D = \frac{\text{Gt-Cd}}{\text{Fe-Mg}} = (2724,948 / T) - 0,896 + (0,0155 * P)/T$$

L'autre simplifiée (Thompson, 1976):

$$\ln K_D = \frac{\text{Gt-Cd}}{\text{Fe-Mg}} = (2724,948 / T) - 0,896$$

$$K_D = \frac{\text{Gt-Cd}}{\text{Fe-Mg}} = \frac{(X_{\text{Gt,Fe}} / (1 - X_{\text{Gt,Fe}}))}{(X_{\text{Cd,Fe}} / (1 - X_{\text{Cd,Fe}}))}$$

De façon à compenser les erreurs d'estimations de température et les effets d'éléments autres que Fe et Mg sur K_D , Thompson donne les incertitudes suivantes :

$$\Delta T = 50^\circ\text{C} \text{ et } \Delta K_D / K_D = 5\%$$

Les résultats (Annexe 3) obtenus par la première équation sur deux couples Grt-Cd en équilibre indiquent une $T^\circ\text{C}$ comprise entre :

715°C et 730°C pour P à 3Kbar

705°C et 720°C pour P à 4,5Kbar

720°C et 740°C pour P à 6Kbar

730°C et 750°C pour P à 8Kbar

Pour ces mêmes couples, les résultats (Annexe 3) obtenus par la seconde équation indiquent une $T^\circ\text{C}$ de 700°C.

Nous avons testé le thermomètre de Holdaway & Lee (1977) qui, se basant sur les travaux de Thompson (1976) ont établi la relation suivante :

$$\ln K_D = \frac{\text{Gt-Cd}}{\text{Fe-Mg}} = (3094,809 / T) - 1,354 + (0,0152 * P)/T$$

Les résultats (Annexe 3) acquis sur les mêmes couples indiquent des températures de l'ordre de 700°C obtenues pour des pressions différentes.

Le thermomètre Ferry & Spear (1978) présente quelques limitations :

Il n'est applicable qu'entre 550°C et 800°C, sur des roches où les teneurs en Ca et Mn du grenat sont négligeables et les teneurs en Al^{VI} et Ti de la biotite telles qu'elles n'influent pas sur l'idéalité des solutions et sur le partage Fe-Mg ((AlVI + Ti) / (Al VI + Ti + Fe + Mg)) < 0,15.

Cette dernière condition n'est pas remplie par les biotites de nos échantillons pour lesquelles le partage Fe-Mg se situe autour de 0,20.

II-3-b. ii. Thermocalc

Parallèlement, toujours sur les mêmes faciès de granulites (paléosome), nous avons essayé de contraindre les paramètres P et T avec le programme THERMOCALC.

Nous avons calculé les conditions pression-température des minéraux à l'équilibre en utilisant le mode average P-T de THERMOCALC v 3.21 associé à la dernière base de données thermodynamiques (Holland et Powell, 1998). Ce mode utilise des équilibres indépendants. Ces équilibres qui dépendent de la composition chimique des phases minérales mises en jeu, doivent se recouper avec un certain intervalle de confiance dans un domaine P-T représentant les conditions pression et température qui ont prévalu lors de la cristallisation de ces phases minérales. Les activités des différents pôles purs utilisées pour le calcul des conditions P-T sont calculées grâce au module AX de THERMOCALC à partir des données obtenues à la microsonde électronique. Les modèles d'activités utilisés tiennent compte de la dernière mise à jour de la base de données thermodynamiques (Holland et Powell, 1998).

Nous avons vu précédemment que les paragenèses observées étaient :

Feldspath K – plagioclase – quartz – biotite – sillimanite – cordiérite – grenat – ilménite – spinelle

Dans ce programme de calcul, seules les erreurs de la base de données thermodynamiques et celles des activités des différents pôles purs répercutées dans les calculs de THERMOCALC sont prises en compte. THERMOCALC calcule également deux paramètres statistiques qui permettent de valider ou non les calculs

thermobarométriques effectués. Le premier paramètre est un coefficient de corrélation R^2 , le second paramètre correspond au test du χ^2 .

Echantillons	Equilibres indépendants	Pression et température moyenne	Statistiques
		(sd: erreur absolue)	cor = 0.848
MVG6-grtcoeur	1) gr + q + 2sill = 3an 2) 2py + 5q + 4sill = 3crd 3) 5gr + 3fcrd + 6sill = 2alm + 15an 4) py + east + 3q = phl + crd 5) east + 2crd = 2py + san + H ₂ O + 3sill 6) 4ann + 3fcrd + 3q = 6alm + 4san + 4H ₂ O	T = 836°C, sd = 57 P = 6.1 kbars, sd = 0.8	sigfit = 0.47
404	1) gr + q + 2sill = 3an 2) 2py + 5q + 4sill = 3crd 3) 5gr + 3fcrd + 6sill = 2alm + 15an 4) east + 2crd = 2py + san + H ₂ O + 3sill 5) 10phl + 21sill = 9east + san + 6crd + H ₂ O 6) 4ann + 3fcrd + 3q = 6alm + 4san + 4H ₂ O	T = 834°C, sd = 59 P = 6.1 kbars, sd = 0.9	cor = 0.870 sigfit = 0.62
MVG6-grtperif	1) gr + q + 2sill = 3an 2) 2py + 5q + 4sill = 3crd 3) 5gr + 3fcrd + 6sill = 2alm + 15an 4) east + 2crd = 2py + san + H ₂ O + 3sill 5) 10phl + 21sill = 9east + san + 6crd + H ₂ O 6) 4ann + 3fcrd + 3q = 6alm + 4san + 4H ₂ O	T = 784°C, sd = 54 P = 5.8 kbars, sd = 0.8	cor = 0.868 sigfit = 0.81

FIG. IV-2 – Conditions Pression-Température calculées par le mode average P-T de THERMOCALC v 3.21

Le programme de THERMOCALC indique des températures oscillant entre **750°C et 850°C** et des pressions de l'ordre de **5 à 6 Kbars**. L'erreur absolue sur la pression et sur la température est respectivement d'environ 1kbar et 60° C. Les valeurs des coefficients R^2 et χ^2 permettent de valider les calculs effectués. Ces pressions et températures ont été calculées en tenant compte d'une activité en eau égale à 1 ($a_{H_2O}=1$).

Pour des roches ayant atteint le faciès granulite, il est très probable que l'activité en H₂O soit inférieure à 1. Dans le cas d'un fluide constitué par du CO₂ et H₂O, les pressions et températures seront probablement légèrement inférieures à celles calculées avec $a_{H_2O}=1$. Ces résultats doivent de ce fait, être pris avec prudence.

Concernant la partie leucosome, l'absence de sillimanite et de biotite dans les assemblages minéralogiques ne permet à THERMOCALC de calculer suffisamment d'équilibres indépendants pour fournir avec des statistiques acceptables une pression et une température. Au regard des relations sur le terrain entre leucosome et paléosome, il est vraisemblable que les conditions P-T de cristallisation du leucosome aient été peu différentes de celles régnant dans le paléosome.

Ces résultats sont en accord avec les estimations géochimiques de Shaw (1991) (§III-3-b).

II-4. Les micaschistes

L'encaissant des granites du Millevaches est formé de micaschistes qui, suivant la terminologie de Ledru et al. (1989), correspondent à l'unité para-autochtone.

Le long de la bordure ouest du Millevaches, leur foliation est concordante avec la bordure des granites et suivent une orientation qui varie entre N140 et N160 avec un pendage de 35° à 65°W à proximité de la faille d'Argentat. Au nord, ils sont coïncés entre les granites du Millevaches et ceux de Guéret et affleurent très localement sous forme de septas verticaux orientés N120 dans le décrochement de St Michel de Veisse. A l'est, on les rencontre surtout dans la partie sud, vers Marcillac (Fig.IV-1a) où la foliation orientée NW-SE est très peu pentée (<30°).

C'est dans la partie méridionale du massif, au sud de la vallée de la Dordogne, limitée à l'ouest par la faille d'Argentat et à l'est par le Sillon Houiller, qu'ils sont le mieux représentés. Deux phases de déformation principales sont enregistrées dans ce secteur (Guillot P.L. et al, 1992).

La première (phase D1), correspondant à la transposition de la stratification S0 en foliation S1 est associée au développement de plis isoclinaux à axes NW-SE. Cette phase ne s'observe plus qu'au niveau de rares charnières de plis très aplatis. Le métamorphisme associé ne subsistant plus qu'à l'état de relique, est à grenat, biotite,

muscovite et à silicate d'alumine (sillimanite et disthène). Ces derniers sont mis en évidence au niveau de l'unité de Saint-Paul-de-Vern – Terrou où les conditions P-T sont estimées à 650°-660°C et 6 kbar (Guillot P.L. et al, 1992).

La deuxième phase D2 est marquée par une foliation de plan axial S2 et un métamorphisme développé dans les conditions du faciès amphibolite. La disposition des isogrades a été modifiée par la tectonique tardive. Suivant une coupe NW-SE, depuis la faille d'Argentat à l'ouest jusqu'au granite à deux micas de Goulles vers l'est (Fig. IV-1b), trois zones d'isométamorphisme attestant d'un métamorphisme prograde ont été reconnues : zone à almandin seul, zone à almandin-staurotide et zone à almandin-sillimanite. L'anatexie post-D2 est atteinte entre Camps et Sousceyrac avec des conditions P-T estimées à 650°-700°C et 4-6 kbar (Monier, 1980).

Postérieurement, la mise en place des granites induit un métamorphisme de contact à cordiérite et andalousite évalué à 580°C-2kbar (Feix, 1988).

III. Les données géochimiques suivant Stussi et Cuney, 1993 et Shaw (1991)

Stussi et Cuney (1993) ont mis en évidence sur les trois formations caractéristiques du Millevaches (granites à biotite porphyroïdes, granites à deux micas, granulites (paléosome et leucosome à Grt-Crd), trois grands types d'évolution géochimique et minéralogique.

III-1. Caractéristiques géochimiques des granites à biotite porphyroïdes type Egletons (Fig. IV-3a et 3b)

$5 < IA < 30$

avec $IA = \text{index d'aluminosité} = \frac{Al}{K+Na+2Ca}$

$16,5\% < Al_2O_3 < 18,0\%$

L'index d'aluminosité est constant à légèrement croissant lorsque l'index de différenciation ($ID = \frac{Fe+Mg+Ti}{Al}$) décroît.

Ces granites (type E1, voir Fig. IV-3b) proviendraient d'un phénomène de mélange entre un magma anatectique peralumineux crustal de composition E2 (Fig. IV-3b) et un matériel métasédimentaire immature ou igné granodioritique métalumineux. Cette hypothèse avait déjà été proposée par Lameyre et al. (1989) pour les granites aluminopotassiques du Guéret pour lesquels il envisageait un phénomène de mélange entre un magma crustal peralumineux et un magma calcoalcalin. Les granites de type E3 (Fig. IV-3b) présentent une évolution chimico-minéralogique semblable à celle des granites E1.

III-2. Caractéristiques géochimiques des granites à deux micas (type Hyverneresse, bordure NE du Millevaches) (Fig. IV-3a et 3b)

Ils sont très siliceux $71,0\% < SiO_2 < 74,5\%$.

Leur composition est faiblement ferro-magnésienne $0,9\% < Fe_2O_3 + MgO + TiO_2 < 2,6\%$.

Stussi et Cuney (1990) individualisent deux faciès, HVA et HVB qui se différencient par deux types de fractionnements différents. HVA est défini par des

corrélations positives entre IA et ID (Fig. IV-3a). Il implique le fractionnement du quartz, du plagioclase, de la biotite et de la muscovite. HVB présente des corrélations négatives entre IA et ID (Fig. IV-3a). Ce type d'évolution, subi par la plupart des leucogranites Varisques implique uniquement le fractionnement du quartz, des feldspaths et des biotites.

Le spectre des terres rares normalisé aux chondrites montre que les granites à deux micas du Millevaches mais également ceux de la Marche, de la Margeride et du Velay présentent tous de faibles teneurs en Ba, Sr, Ti et Zr et une forte concentration en Rb, P et Ga (White et Chappell, 1983).

Pour Williamson et al., (1996), la composition peralumineuse et les caractéristiques isotopiques ($\epsilon Nd = -8,2$ à -6) des granites à deux micas indiquent qu'ils s'apparentent aux granites de type S et sont donc issus de la fusion partielle de métasédiments de base de croûte. Pour Downes et al., (1990) ; Williamson et al., (1992) et Williamson et al., (1996), le phénomène de fusion partielle serait probablement lié à une délamination lithosphérique induisant un sous plaquage à la base de croûte de magmas basiques mantelliques entre 360 et 270 Ma. Ce phénomène se serait intensifié par des réactions de déshydratation et d'extraction de fluides de la croûte inférieure liés au métamorphisme granulitique, entre 300 et 280 Ma (Costa et al., 1993).

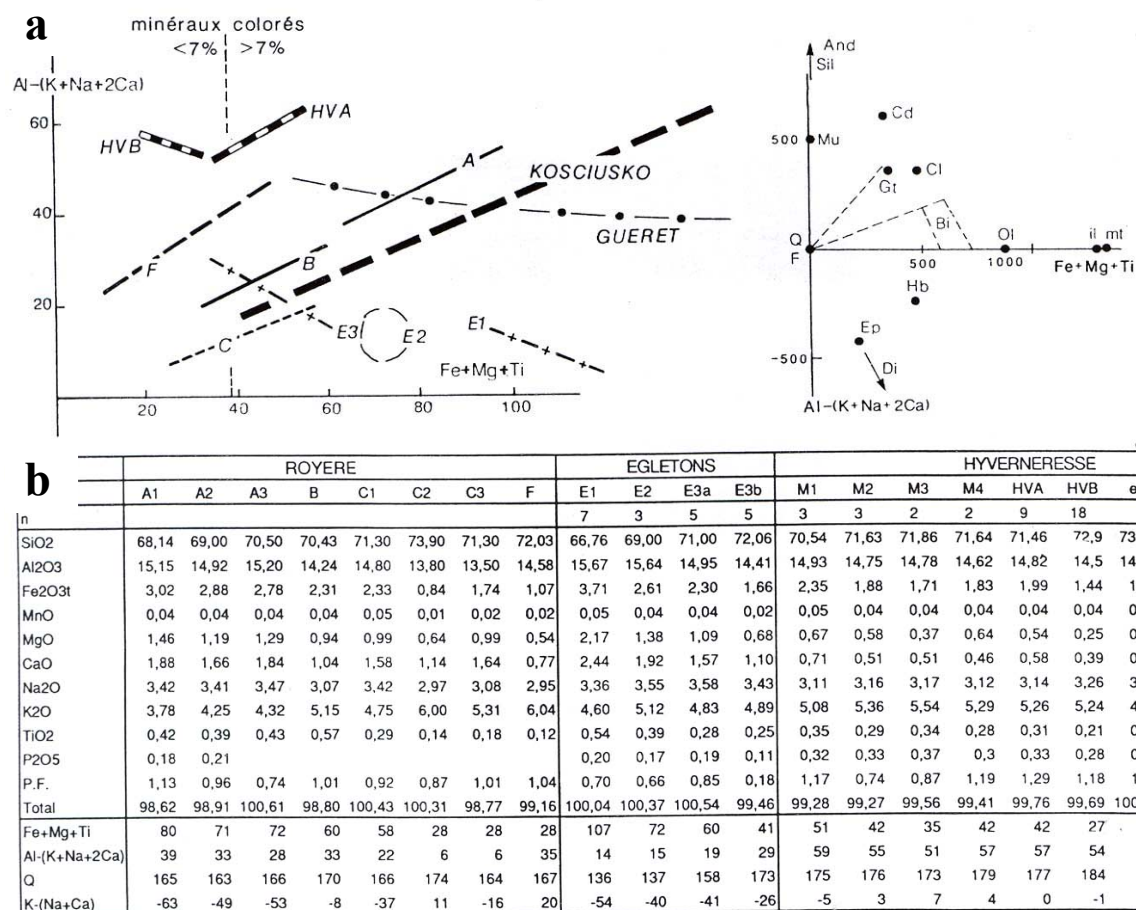


FIG. IV-3 – a : Les granitoïdes du complexe de Millevaches d'après STUSSI et CUNEY (1993) dans le diagramme des minéraux caractéristiques de Debon et Le Fort (1983). Corrélations positives dans les granitoïdes de Royère (A, B, C, F) (Leucogranites à Grt-Crd) et HVA d'Hyverneresse (Granites à 2 micas du NE du Millevaches); corrélations négatives dans les granitoïdes d'Egletons (E1, E2, E3) et HVB d'Hyverneresse. Comparaison avec les granites aluminopotassiques de Guéret et avec les granites de type-S australiens.

b : Composition chimique des granitoïdes de Royère, Egletons et Hyverneresse utilisés dans les bilans de masse d'après STUSSI et CUNEY (1993). M1, M2, M3, M4 : composition moyenne des échantillons des granites du faciès HVA. c, e, w : échantillons prélevés au centre, à l'est et à l'ouest du faciès HVB. HVA et HVB : compositions chimiques moyennes de ces faciès. $Q = Si/(K+Na+2Ca/3)$.

III-3. Caractéristiques géochimiques des granites de Royère (granulites)

Ces granites se situent dans la partie Nord du massif et correspondent aux granulites et leucogranites à Grt-Crd dont nous avons fait la description au § II-3. Rappelons que pour nous, il s'agit de granulites présentant une partie paléosome à Kfs, Pl, Qtz, Bt, Sil, Grt, Crd et une partie leucosome à Kfs, Pl, Qtz, Grt, Crd, \pm Bt \pm Sil \pm To.

III-3-a. Etude de Stussi et Cuney (1993)

Stussi et Cuney (1993) différencient les granites à biotite (RA, RB, RC ; proche du paléosome) et les leucogranites à biotite (RD, RE, RF, plus proche du leucosome).

Les granites à biotite : Ils présentent $65,0\% < SiO_2 < 70\%$ et $3,3\% < Fe_2O_{3t} + MgO + TiO_2 < 6,6\%$.

Le faciès RC (Fig. IV-3-a) se distingue des deux autres par un rapport quartz/feldspaths plus élevé et une composition moins péralumineuse. Les faciès RA et RB (Fig. IV-3-a) présentent des variations chimiques quasi

identiques avec pour RA un index d'aluminosité et un index de différenciation un peu plus élevé.

Les leucogranites à biotite (Fig. IV-3-a) :

Stussi et Cuney (1993) différencient trois faciès : le faciès RD, équigranulaire à cordiérite, grenat \pm sillimanite, le faciès RE équigranulaire à cordiérite et grenat et le faciès RF porphyroïde à cordiérite et sillimanites rares. Selon Razafimahefa (1987), ces trois types présentent des compositions similaires avec $71,0\% < SiO_2 < 73,5\%$ et $1,1\% < Fe_2O_{3t} + MgO + TiO_2 < 2,5\%$.

Contrairement aux granites à biotite porphyroïdes et aux granites à deux micas, l'excès d'alumine ($5 < IA < 50$) de ces formations riche en biotite (biotite alumineuse à $18,0\% < Al_2O_3 < 20,0\%$), diminue quand ID décroît (Fig. IV-3a). Ce comportement est opposé à celui de la plupart des granites à biotite de la Chaîne Varisque française mais comparable à celui présenté par les granites de type-S du Lachlan fold belt d'Australie (White et Chappell, 1977). Par comparaison avec ces derniers, Stussi et Cuney (1993) proposent que ces formations se développent par un processus de démixtion restite-liquide. Les différents faciès observés de Royère résulteraient de la fusion partielle de différents protolithes à péraluminosité variable. A partir des

évolutions chimico-minéralogiques observées et des bilans de masses calculés, ces auteurs proposent un modèle de type cristallisation fractionnée pour expliquer les variations internes à chaque faciès et entre RA et RB. En résumé, comme les granites S de Lachlan fold belt, la discrimination entre les modèles de démixion restite-magma et de cristallisation fractionnée n'est pas établie en raison de la non caractérisation de la nature restitique de certains minéraux de ce type de granite.

III-3-b. Etude de Shaw

Pour Shaw (1991), ces granulites à grenat, cordiérite, sillimanite, biotite et spinelle (rare) présentent des caractères géochimiques et isotopiques similaires à ceux des granites à deux micas. Différente de celle des granites à deux micas, la composition minéralogique des granulites fournit des informations importantes sur leur origine et les conditions de fusion partielle qui les ont engendrées. Un tel assemblage pourrait être issu de la fusion de roches pélitiques à relativement haute pression (Green, 1976). Les études expérimentales de Green (1976) sur le même type de roches, montrent que pour une température comprise entre 800°C et 1100°C, le grenat est stable à une pression supérieure à 4kb alors que la cordiérite l'est à des pressions inférieures à 10kb. De plus, la composition du grenat avec moins de 10% de manganèse (confirmé par nos propres analyses, Annexe 3), laisse penser qu'ils ont cristallisé à plus de 18 km de profondeur (Green, 1977). Les études expérimentales de Green (1976) conduisent Shaw (1991) à proposer une profondeur de fusion partielle pour la genèse de ces granulites entre 18 et 25 km. Ces résultats sont en accord avec nos données thermobarométriques (II-4-b). Pour lui, les critères ci-dessus, montrent que les granulites résultent d'un degré de fusion partielle plus fort que les granites à deux micas. La faible teneur en HREE (et Y) de ces derniers indique que les grenats (phase principale responsable du HREE) sont restés dans la partie restitique pendant la fusion partielle. La similitude de la composition isotopique initiale des granulites et des granites à deux micas indique qu'ils sont issus du même matériel originel. Leurs différences minéralogiques et géochimiques proviendraient du degré de fusion partielle plus ou moins élevé subi par le matériel source (Shaw, 1991). Cette hypothèse a déjà été proposée par Holtz (1989) pour les granites à 2 micas et les leucogranites à Grt-Crd (granulites) du nord du Portugal. La profondeur de mise en place des granulites (paléosome) et par extension d'après Shaw (1991), celle des granites à deux micas est plus importante que celle estimée à $10,5 \pm 1$ km par Scaillet et al. (1996b) pour le complexe leucogranitique du St Sylvestre.

IV. Les données géophysiques préexistantes

IV-1. Les données sismiques

Deux profils sismiques ont été réalisés dans le cadre du programme Géofrance 3D du Massif Central.

Le profil Laurières orienté N-S est situé à l'ouest du massif de Millevaches. Il recoupe l'antiforme de Meuzac, la synforme d'Uzerche et l'unité de Thiviers-

Paysac dans le sud Limousin (Fig. IV-1a). Bien que ne traversant pas le Millevaches, ce profil sismique apporte des informations sur la profondeur des unités gneissiques du sud Limousin. Ces données sont essentielles pour l'élaboration de nos modélisations gravimétriques E-W à travers le massif granitique de Millevaches (Fig. IV-14) car afin d'éviter les effets de bordure, tous les profils gravimétriques sont élargis de 100 kilomètres de part et d'autre de la structure à modéliser. Leur description détaillée est exposée dans le § V-7.

Le profil Laurières (Fig. IV-4) met en évidence une croûte supérieure réflective marquant un antiforme, un système de failles normales à pendage nord qui affecte l'Unité Inférieure des Gneiss, un dôme sismiquement sourd dans la croûte moyenne, une croûte inférieure litée d'une épaisseur de 9km, enfin un Moho entre 30 et 31 km.

Le profil Argentat (Fig. III-10, Chapitre III) présente une direction NE-SW et traverse l'antiforme de Tulle, la synforme d'Uzerche, la faille d'Argentat et la partie ouest du massif de Millevaches. Ce profil sismique confirme l'extension crustale de la faille d'Argentat dont le rejet est estimé entre 7 et 8 km. De 14 km sous l'antiforme de Tulle, la base des micaschistes passe à 7 km sous le massif de Millevaches. Cette sismique met également en évidence un système d'unités monoclinales à pendage apparent vers le SW dans la croûte supérieure, une croûte inférieure litée épaisse de 8km et un Moho compris entre 29 et 27 km avec un pendage apparent vers le SW.

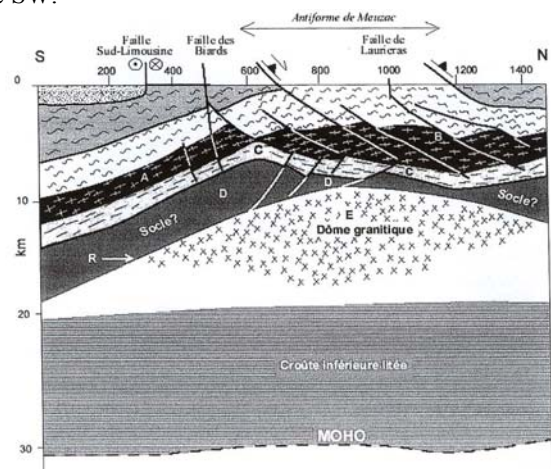


FIG. IV-4 – Interprétation du profil sismique Laurières. A et B : Unités gneissiques. C : Unités para-autochtone. D : Unité discordante (socle ?). E : Zone sismiquement transparente. R : Réflecteur au toit de la zone sismiquement transparente.

IV-2. Les données magnétiques

Dans le cadre du projet « Cartographie et Métallogénie 3D du Massif Central Français », un vol magnétique aéroporté à 900 m a été effectué suivant deux coupes principales : La première orientée NNW-SSE recoupe du nord vers le sud la partie ouest du Limousin (Fig. IV-5), la seconde de direction W-E s'étend de la Chataigneraie jusqu'au Cévennes.

La carte (Fig. IV-5) illustre la signature magnétique du contenu lithologique des unités du Limousin qui se distinguent assez bien les unes par rapport aux autres.

L'ensemble des roches basiques (gabbros, basaltes, pillow lavas à affinité tholéïte de type MORB) qui caractérise cartographiquement l'unité de Génis (voir localisation, Fig. IV-1a) est confirmé par la persistance d'une anomalie fortement positive.

Les roches de haute pression (éclogites) contenues dans les synformes d'Uzerche et de St Germain-les-Belles (voir localisation, Fig. IV-1a) (Unité Supérieure des Gneiss) sont marquées par une anomalie positive. En revanche, la réponse magnétique de l'Unité Inférieure des Gneiss composée en majeure partie par des orthogneiss est beaucoup moins intense que celle définie dans l'Unité Supérieure.

Les granites du massif de Millevaches n'ont pas de signature magnétique particulière excepté le long de la faille d'Argentat au sud de Bourgneuf (voir localisation, Fig. IV-1a).

Le profil aéromagnétique survole le granite de Guéret uniquement dans sa partie ouest et met en évidence une anomalie positive au niveau des anatexites à cordiérite qui apparaissent « en fenêtre » au cœur du massif (voir localisation, Fig. IV-1a).

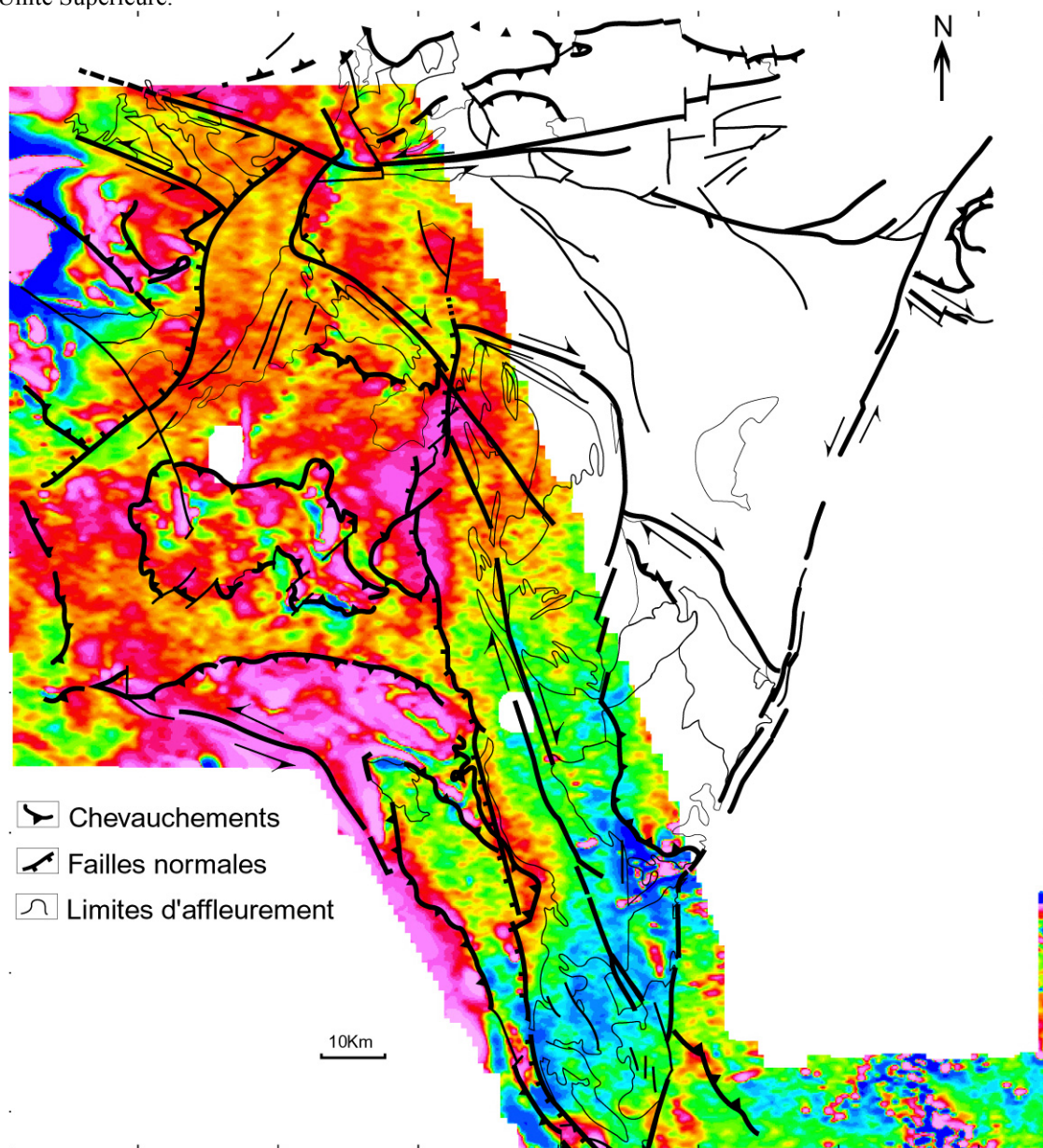


FIG. IV-5 – Carte aéromagnétique du Sud Limousin. L'amplitude de l'anomalie magnétique varie de 150 nT entre les deux extrêmes (Rouge=positif, Bleu=négatif)

IV-3. La modélisation géométrique 3D du Sud-Limousin intégrant le massif granitique de Millevaches

Bellot (2001) propose à partir d'une compilation de données géophysiques (profils sismiques, cartes aéromagnétiques et profils gravimétriques 2D) acquises dans le Sud-Limousin (ouest du Millevaches), une modélisation 3D de ce secteur (Fig. IV-6). Ce modèle révèle les structures crustales sur une dizaine de kilomètres de profondeur à 335 Ma. Il met en évidence le jeu de la faille normale d'Argentat, les leucogranites peu épais de la bordure extrême ouest du Millevaches et les grandes structures plissées du Sud-Limousin. Il considère que la croûte continentale est revenue à une épaisseur normale après érosion et amincissement d'une croûte préalablement épaissie. Il considère à la suite de Faure (1995) que cet amincissement est le résultat d'une extension tardi-orogénique NW-SE qui affecte les unités du Massif Central au Viséen moyen.

Selon Bellot (2001), les grandes structures crustales antiforme et synforme de cette région auraient pour cause la mise en place de granites profonds.

L'initiation des plis et d'une tectonique transcurrente sénestre se ferait conjointement à la mise en place de

massifs granodioritiques autour de 350 Ma. Ces phénomènes s'intensifieraient vers 335 Ma avec la mise en place des granites du Millevaches vers 335 Ma (Monier, 1980), de Cornil à 335 Ma au cœur de l'antiforme de Tulle (Roig et al., 2001), de pegmatites déformées au cœur du synforme d'Uzerche, du leucogranite de la Porcherie au sein d'un anticlinal replissant la synforme de St Germain-les-Belles (317 ± 3 Ma) Lafon et Respaut, (1988), enfin des leucogranites et pegmatites à 338-333 Ma dans l'antiforme de Meuzac (Alexandrov, 2000).

En accord avec Roig et al., (2001), il suggère le jeu ductile d'Argentat syn à post mise en place des granites du Millevaches à 335 Ma.

L'âge de mise en place du dôme granitique d'axe N110° au cœur de l'antiforme de Meuzac, mis en évidence par la sismique réflexion, est estimé à 335 Ma par la datation des leucogranites et des pegmatites associés (Alexandrov, 2000).

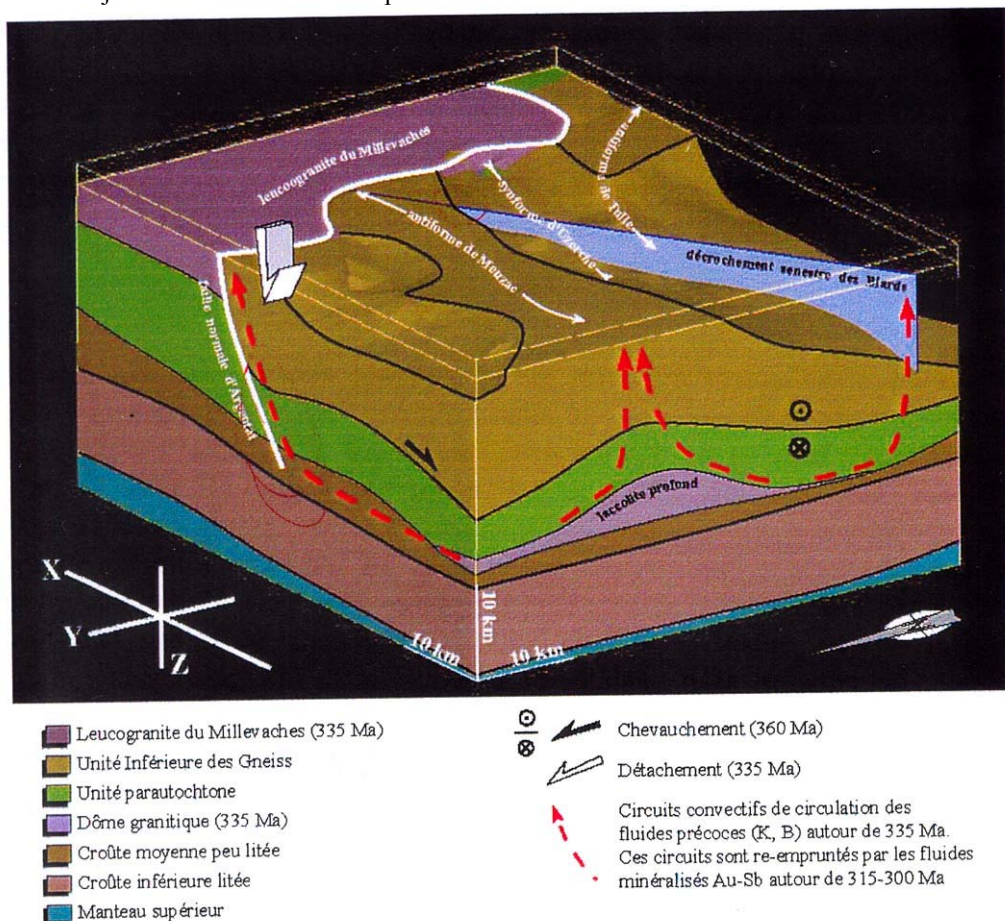


FIG. IV-6 – Modèle géométrique 3D obtenu pour le Sud-Limousin d'après BELLLOT (2001)

V. Gravimétrie

Les rappels généraux de l'étude gravimétrique appliquée aux massifs granitiques sont décrits Chapitre II, § V.

V-1. Prospection gravimétrique

V-1-a. Acquisition des données

V-1-a-i. Définition du levé gravimétrique

L'observation du levé gravimétrique de la France laisse apparaître quelques hétérogénéités. Dans notre secteur (ensemble du massif de Millevaches), seule la partie NE du massif n'était pas couverte. Pour modéliser avec précision les granites du Millevaches, il était nécessaire d'acquérir des mesures du champ de pesanteur dans cette zone. Le levé s'est effectué depuis le centre du massif granitique jusqu'à sa bordure Est et a été étendu latéralement aux formations encaissantes de façon à s'affranchir lors des modélisations des effets de bordure.

Outre le fait d'affiner la géométrie des structures géologiques, ces données nouvelles contribuent à l'amélioration de la carte gravimétrique française.

Nous avons acquis et positionné approximativement 200 mesures gravimétriques sur une zone de 450 km². Leur densité de répartition est d'environ 1pt. /2 km² sur l'ensemble du secteur couvert, avec une répartition de l'ordre d'un point tous les kilomètres suivant des coupes E-W de la bordure Est du Millevaches. Cette acquisition effectuée dans le but d'une observation régionale de l'anomalie gravimétrique ne nécessite pas cependant une analyse microgravimétrique d'extrême précision.

V-1-a-ii. La mesure du champ de pesanteur

* Matériel utilisé : microgravimètre Scintrex CG3-M

L'ensemble des mesures a été réalisé à l'aide du microgravimètre Scintrex CG3-M 9711408 préalablement étalonné sur la ligne d'étalonnage du BIPM (Bureau International des Poids et Mesures).

Le fonctionnement du Scintrex CG3-M repose sur le principe du peson à ressort dont la tension équilibre le poids mg d'une masse m (Fig. IV-7). Le ressort est constitué de quartz et les déplacements du peson sont assujettis par l'intermédiaire d'un système capacitif qui les convertit en signaux électriques. Ce gravimètre permet des mesures rapides d'une résolution d' $1\mu\text{Gal}$. La précision de la mesure est liée à la qualité de l'étalonnage du capteur mais également à la variation des paramètres extérieurs (pression atmosphérique et température). Nous retiendrons un ordre de grandeur de l'erreur instrumentale de $10\mu\text{Gal}$ en chaque point de mesure. Notons que l'erreur commise sur la mesure gravimétrique est inférieure à celle qu'engendrent les imprécisions de positionnement et les corrections de terrain.

Du fait de son enceinte thermostatée, réduisant de façon considérable la sensibilité aux variations extérieures de température, et de l'interface de commandes digitales qui limite l'influence de l'utilisateur sur la mesure, le Scintrex CG3-M présente

une plus grande facilité d'utilisation par rapport à un gravimètre de type Lacoste & Romberg. Autre particularité, le Scintrex ne nécessite pas le blocage de la masse lors du transport.

Cet appareil permet une mesure de g relative et non absolue c'est à dire qu'il ne peut mesurer au cours du temps que les variations du champ de pesanteur entre deux points ou en un même point. Il est donc nécessaire de rattacher le gravimètre tous les jours à une base gravimétrique de référence dont on connaît la valeur absolue de la composante verticale de la pesanteur. Dans notre cas nous avons utilisé la base gravimétrique d'Aubusson (n°701) (voir localisation Fig.IV-11).

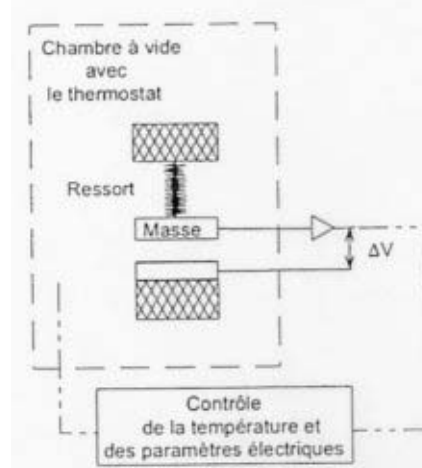


FIG. IV-7 – Principe du microgravimètre Scintrex CG3-M

* La dérive instrumentale

Le ressort du capteur est sensible aux variations thermiques et aux sollicitations mécaniques qu'il subit au cours de la journée et qui au cours de la vie du gravimètre provoquent une variation infinitésimale et continue de la valeur du champ mesuré. Au cours de notre levé, la dérive journalière a toujours été estimée par au moins une réoccupation à la base d'ouverture de la journée. A l'échelle de la journée, le champ varie en moyenne de l'ordre de quelques centaines de microgals (Fig. IV-8).

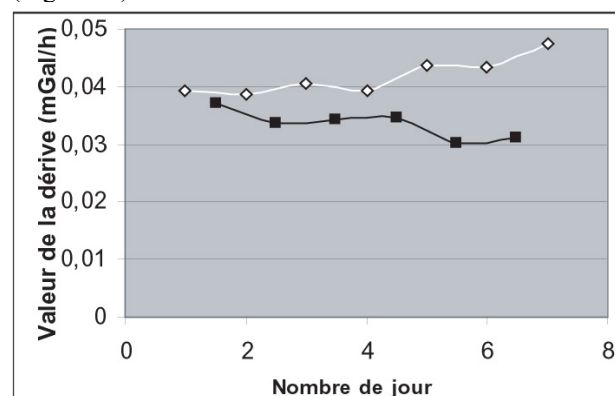


FIG. IV-8 – Dérive instrumentale au cours de notre levé gravimétrique. En blanc : dérive de jour. En noir : dérive de nuit.

V-1-a-iii. Nivellement et Positionnement

Un bon nivellement des stations de mesure est primordial pour assurer une bonne précision de l'anomalie de Bouguer et l'anomalie à l'air libre. Le

gradient vertical de la pesanteur dans l'air est de 0,3086 mGal/m. Une variation verticale du gravimètre de 3mm provoque une variation de g_z mesuré de 1 μ Gal.

En fonction de la précision voulue sur g_z , on utilise divers types de positionnement (par exemple nivellement géodésique utilisé pour la microgravimétrie). Dans notre cas, une précision de l'ordre du mètre est suffisante. Le nivellement des stations de mesure gravimétrique a ainsi été effectué en employant de façon systématique les repères de nivellement de l'I.G.N. (Institut Géographique National). Pour une précision de l'ordre du mètre en altitude, l'erreur associée est de 300 μ Gal.

La précision du positionnement géographique en X/Y intervient sur la valeur du g théorique par l'intermédiaire de la variation de g avec la latitude liée à l'aplatissement de la Terre, et sur les corrections de terrain. Au cours de notre campagne gravimétrique, nous avons utilisé un récepteur GPS (Global Positioning System de type GARMIN 12) qui fournit une position à quelques mètres près.

V-1-a-iv. Homogénéisation du levé gravimétrique

L'ensemble des coordonnées géographiques GPS (système géodésique WGS 84) a été recalculé dans le système NTF (Nouvelle Triangulation Française) Lambert zone II étendu afin d'intégrer nos mesures gravimétriques dans les bases de données du BRGM.

V-2. Réduction et intégration des données pour l'obtention de l'anomalie de Bouguer complète

Les anomalies gravimétriques ont été calculées en utilisant la formule du g théorique sur l'ellipsoïde de Hayford 1930 et rapportées au réseau de bases gravimétriques CGF 65. Pour obtenir l'anomalie de Bouguer complète, on a effectué les corrections à l'air libre, de plateau et de terrain à chaque mesure (tableau, Annexe 4). Pour les deux dernières, nous avons pris une densité de réduction de 2.6 g/cm³ proche de la densité moyenne des granites.

La correction de terrain a été faite jusqu'à 167 km de façon à assurer une bonne cohérence des données nouvelles avec celles de la base gravimétrique française (Martelet et al., 2002).

Les corrections de terrain en champ proche ont été calculées à l'aide des abaques de Hammer (1939) jusqu'à 53 m à partir du point de mesure.

Au-delà de 50 mètres du point de mesure et jusqu'à 167 km, les corrections de terrain ont été calculées numériquement au BRGM à l'aide de trois MNT (Modèle Numérique de Terrain) de résolution variable. Pour trois zones concentriques de rayon 50m à 3km, de 3km à 10km et de 10 à 167 km autour du point de mesure, on a utilisé un modèle numérique de terrain d'un pas de 50m, 250m et 1000m, respectivement.

Après avoir appliqué l'ensemble de ces corrections, on obtient l'anomalie de Bouguer complète (Fig. V-9) qui reflète la répartition des densités des roches sous la topographie.

L'erreur sur les corrections de terrain est essentiellement liée au décalage d'altitude entre les MNT et les stations gravimétriques : l'erreur varie entre 0,1 mGal et 0,6 mGal suivant l'irrégularité de la topographie.

L'erreur quadratique moyenne sur l'anomalie de Bouguer complète liée aux mesures, au positionnement et aux corrections de terrain est de 0,7 mGal.

V-3. Obtention de l'anomalie de Bouguer résiduelle

V-3-a. L'anomalie régionale

Pour obtenir une image satisfaisante de la répartition des masses à quelques kilomètres sous la surface, nous devons nous affranchir des variations régionales de grandes longueurs d'onde qui reflètent les masses profondes. Nous devons par conséquent retirer l'anomalie régionale à l'anomalie de Bouguer complète. Après avoir testé plusieurs méthodes (filtrage, retrait de cartes prolongées vers le haut et retrait de surfaces polynomiales lissées), nous avons opté pour un retrait d'une surface polynomiale de degré 3 calculée à l'échelle du Massif Central et représentant la tendance régionale (Fig. V-10).

V-3-b. L'anomalie de Bouguer résiduelle : description de la carte (Fig. IV-11) et localisation des unités géologiques (Fig. IV-1a)

Par comparaison avec la carte d'anomalie de Bouguer complète, la carte d'anomalie résiduelle a perdu l'effet des variations régionales. Elle délimite bien les limites d'affleurement du massif de Millevaches. Elle est cohérente avec les formations géologiques (anomalie négative à l'aplomb des limites d'affleurement des granites et anomalie positive associée aux paragneiss). Cette observation est en accord avec les mesures de densité acquises à l'échelle régionale et dont la présentation fera l'objet du prochain paragraphe.

Le complexe leucogranitique de la Brême, St Sylvestre et St Goussaud est marqué par une forte anomalie négative qui persiste vers le SW et se renforce au niveau du leucogranite de Blond (NW de Limoges). Vers le nord, l'anomalie résiduelle se divise en trois branches: d'est en ouest, et de part et d'autre du massif de la Brême, l'anomalie négative souligne de façon intense les leucogranites adjacent à la faille de la Marche. Dans la continuité nord-est de la Brême, elle met en évidence les plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande (d'ouest en est, Crozant, Orsennes, Méasnes, le Crevant).

Au nord du massif de Millevaches, le massif granitique de Guéret est souligné par une forte anomalie positive, comparable en intensité à celle que l'on peut observer au niveau des synformes de St Germain-les-Belles et d'Uzerche (ouest du Millevaches) ! Ces deux domaines sont formés de metagrauwackes présentant des reliques de roches de haute pression de densité nettement plus élevée que celle des granites (2,83 contre 2,62 en moyenne). L'anomalie positive associée au massif granitique de Guéret indique par conséquent une épaisseur de granite limitée et suggère la présence de roches de forte densité en profondeur. Les anatexites à cordiérite (aubussonites) apparaissent en fenêtre dans la partie NW du massif de Guéret. Ces unités de forte densité (2,72) forment le soubassement des granites de Guéret.

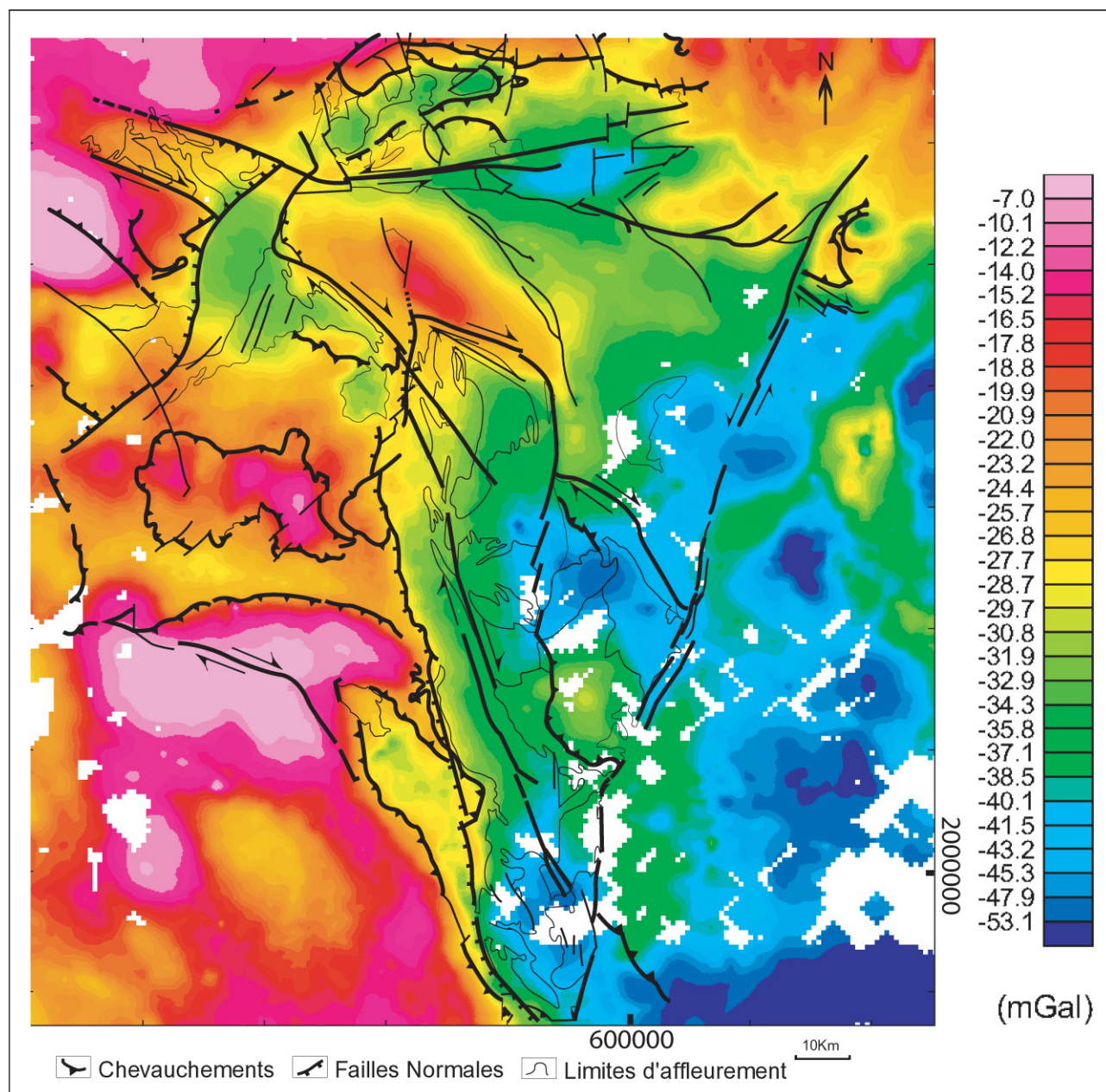


FIG. IV-9 - Carte d'anomalie de Bouguer complète de la partie NW du Massif Central (voir correspondance des unités géologiques Fig. III-2).

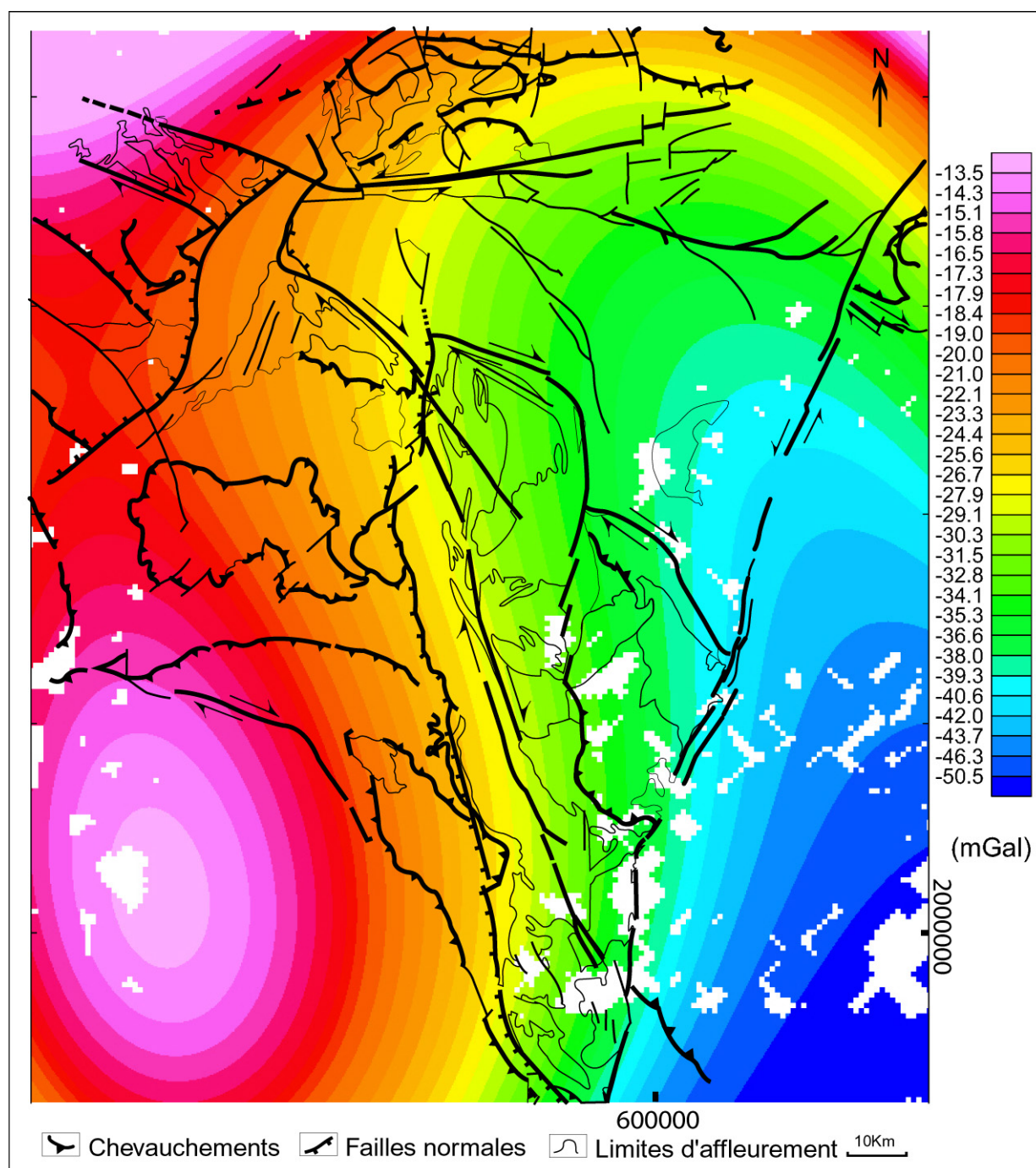


FIG. IV-10 – Carte de l'anomalie de Bouguer régionale correspondant à une surface polynomiale de degré 3.

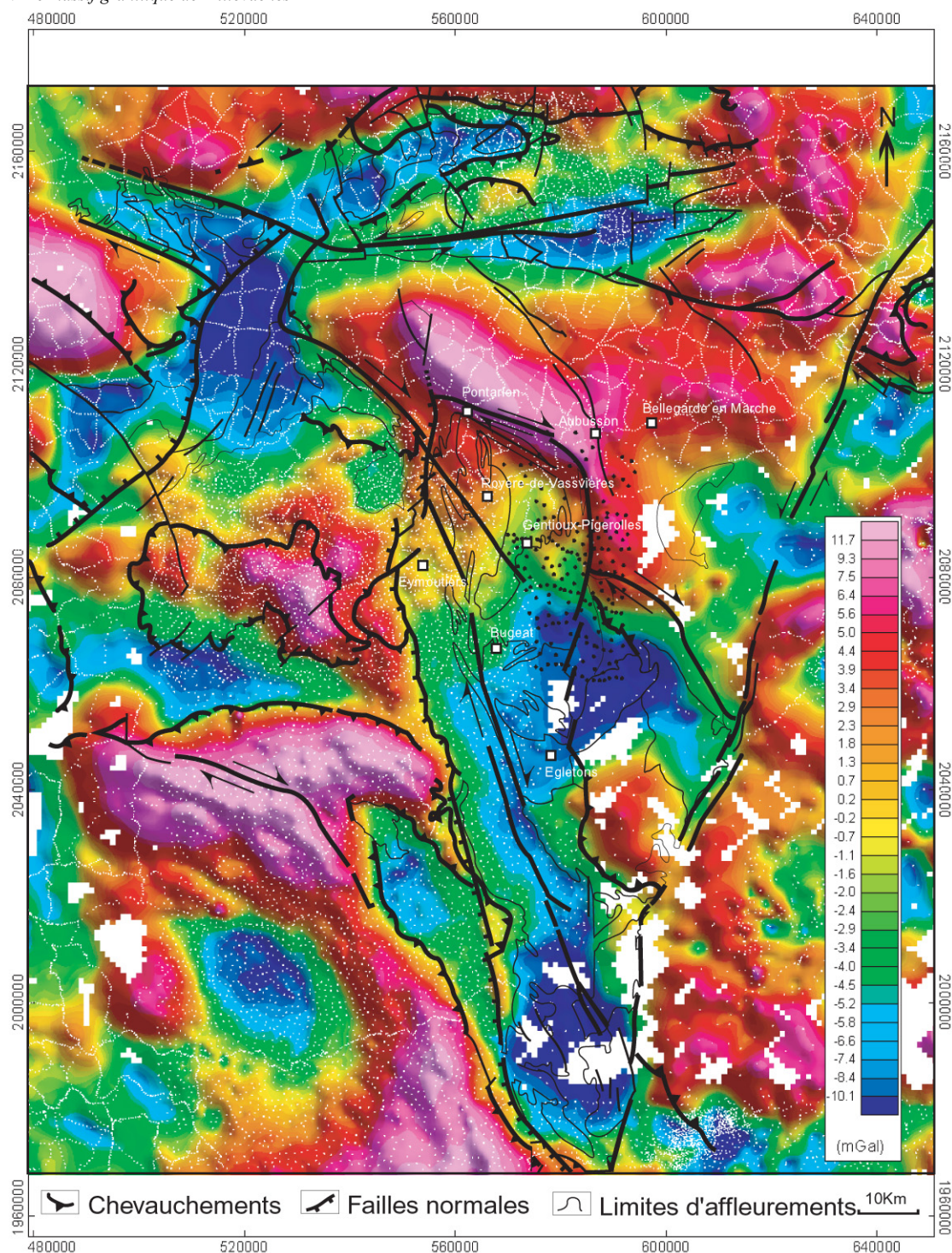


FIG. IV-11 - Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle de la partie NW du Massif Central avec positionnement de quelques bases gravimétriques (carrés blancs) (voir correspondance des unités géologiques Fig. III-2).

L'ensemble du Millevaches est associé à une anomalie négative peu prononcée indiquant une faible épaisseur des granites qui le constitue. Ceci est en accord avec l'interprétation du profil sismique d'Argentat qui recoupe la bordure ouest du plateau de Millevaches. (Bitri et al., 1999). Ce profil met en évidence la structuration sub-horizontale des micaschistes qui forment l'encaissant des granites, et le jeu normal de la faille d'Argentat qui place les granites du Millevaches à un niveau structural plus élevé, comparé à celui des unités gneissiques Limousines. Ce profil confirme

l'importance du rôle joué par la faille d'Argentat dans l'exhumation du massif de Millevaches (Ledru and Autran, 1987 ; Mattauer *et al.*, 1988 ; Faure, 1995 ; Roig *et al.*, 1998).

Dans les parties Sud et Est, l'anomalie négative s'accroît indiquant un épaississement des granites.

Dans la partie nord du massif, l'anomalie négative diminue suggérant un amincissement important des granites. A proximité du massif granitique de Guéret, l'anomalie devient même positive. Cette observation est probablement liée à l'influence des anatexites à

cordiérite de forte densité qui constituent le soubassement des granites de Guéret d'épaisseur négligeable dans cette partie.

V-4. Les mesures de densité

Les variations spatiales du champ de pesanteur sont liées aux distributions de densité qui existent en profondeur. L'interprétation des anomalies gravimétriques exige la connaissance précise de la densité des différentes roches, telles qu'elles se présentent à l'affleurement.

Une anomalie positive est provoquée par un excès de masse par rapport à son environnement et inversement. La masse correspond au produit du volume de roche par sa densité. Connaissant l'anomalie mesurée, il est donc indispensable, de déterminer avec précision la valeur de la densité, de façon à estimer le volume de l'objet perturbateur du champ de pesanteur.

Aucune mesure de densité précise n'était disponible dans cette région. Afin de modéliser au mieux les granites du massif de Millevaches et les unités environnantes, nous avons effectué des mesures de densité sur les échantillons représentatifs (voir Tabl. 1, pub. BSGF, § V-6). Nous les avons prélevés à l'aide d'une foreuse portative de façon à les recueillir les plus frais possible et exempt d'altération superficielle.

Pour les mesures, nous avons utilisé la méthode de la double pesée du fait de sa facilité de mise en œuvre. Deux pesées sont réalisées : La première se fait dans l'air sur l'échantillon sec (m_1) tandis que la seconde se déroule dans l'eau (m_2). Pour s'affranchir des erreurs liées à la porosité de la roche, c'est à dire de façon à s'assurer de la pénétration complète de l'eau dans les pores de l'échantillon, ces derniers sont immergés dans l'eau pendant environ quatre jours avant la mesure.

La pesée s'est faite à l'aide d'une balance électronique de type Mettler PC 4400.

En appliquant le principe de la poussée d'Archimède, la densité des échantillons est donnée par la formule :

$$\text{Densité} = m_1 / (m_1 - m_2)$$

L'incertitude moyenne sur chaque échantillon est de 0,01 g/cm³.

Plusieurs calibrages aux liqueurs denses ont permis de confirmer la justesse des densités établies par pesée.

Les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous :

Nous retiendrons pour les principaux faciès:

Granite à deux micas (Leucogranite) : 2,64 g/cm³

Granite à biotite porphyroïde : 2,62 g/cm³

Anatexites à cordiérite : 2,72 g/cm³

Unité inférieure des gneiss (suivant la terminologie de Ledru et al., 1989) formée par des orthogneiss anatectiques à sillimanite et des paragneiss à biotite-sillimanite : 2,78 g/cm³

Micaschiste: 2,75 g/cm³

Les granites représentent les roches les plus légères de notre zone d'étude. Toutefois, leur richesse en feldspath potassique et muscovite et la part non négligeable de biotite font des leucogranites des roches un peu plus denses que les granites à biotite porphyroïdes (2,64 g/cm³ contre 2,62 g/cm³). Pour ces derniers, la densité varie en fonction de la quantité de feldspath

potassique contenu dans la roche. L'échantillon sera d'autant plus léger, que la quantité de feldspath potassique sera importante. Nous verrons ultérieurement que ce faible contraste de densité entre les deux types de faciès nous a empêché, lors de la construction des modèles numériques, de modéliser leurs relations géométriques dans le massif de Millevaches.

Les anatexites à cordiérite sont des roches relativement denses. Les échantillons les plus représentatifs sont peu nombreux du fait de la forte altération qui affecte et caractérise ces formations. Quel que soit le lieu d'échantillonnage, (carrière du Puy du Roy à Aubusson ou vers Bujaleuf), leur densité est constante et indique 2,72 g/cm³.

Bien qu'un peu plus altérées, les anatexites prélevées à l'ouest de Guéret, fournissent un contraste de densité significatif (2,67 g/cm³) avec les leucogranites et les granites à biotite porphyroïdes qui permettrait dans tous les cas de les dissocier lors des modélisations gravimétriques.

L'unité inférieure des gneiss est difficile à caractériser du point de vue de la densité car elle est formée d'une alternance d'orthogneiss anatectiques à sillimanite et de gneiss à biotite-sillimanite. Les deux types de roches présentent des densités élevées qui varient à l'échelle régionale entre 2,64 et 2,78 g/cm³. La quantité de sillimanite au sein de la roche influence fortement les mesures. Pour les modélisations numériques appliquées au massif de Millevaches, nous retiendrons 2,78 g/cm³.

Les micaschistes affleurent peu dans la région ou sont souvent altérés. Ceux recueillis au sud du massif de St Goussaud à Châtelus-le-Marcheix, dans les gorges du Chavanon ou vers Marcillac-la Croisille indiquent une densité élevée pouvant atteindre 2,81 g/cm³. La moyenne effectuée sur l'ensemble des mesures et la comparaison de mesures répertoriées dans la banque de données du BRGM nous ont permis de retenir une densité moyenne de 2,75 g/cm³.

V-5. Modélisation par la méthode d'inversion (Fig. IV-12)

Pour quantifier les interprétations résultant de l'observation de la carte d'anomalie résiduelle de Bouguer, une inversion du champ gravimétrique est réalisée.

Cette méthode consiste à modéliser la profondeur de l'interface granite/encaissant sous le massif de Millevaches à l'aide d'un logiciel d'inversion nommé IBIS (Chenot et Débeglia, 1990). La profondeur moyenne de l'interface modélisée est calculée à partir de la méthode d'analyse spectrale Spector et Grant (1970). Fixant un contraste de densité entre le granite et l'encaissant, en l'occurrence ici 0,11 (2,73 g/cm³ pour les micaschistes et 2,62 g/cm³ pour les granites), l'interface granite/encaissant est ensuite itérativement déformée et son effet gravimétrique comparé à l'anomalie mesurée. (Compte tenu de la non acquisition des mesures de densité lors de la modélisation par la méthode d'inversion, nous avons utilisé 2,73 g/cm³ au lieu 2,75

g/cm³ pour la densité des micaschistes. Par ailleurs, cette différence est négligeable et n'affecte en rien l'interface inversée ; sa profondeur moyenne aurait été de l'ordre de 10% inférieure si on avait pris 2,75g/cm³).

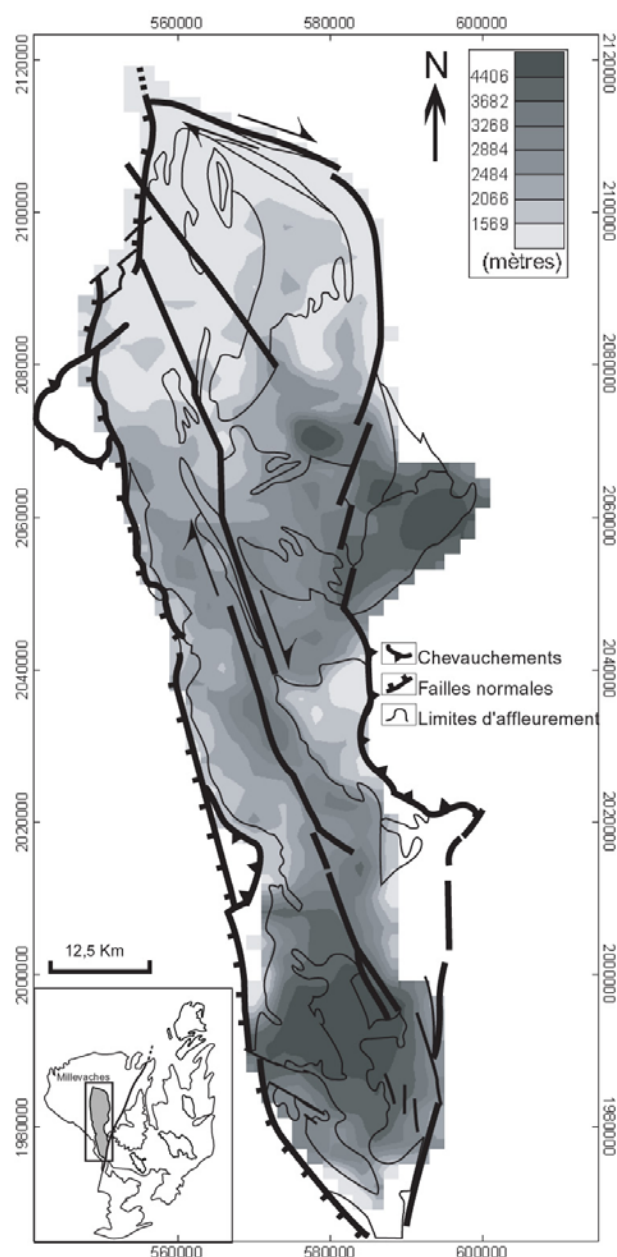


FIG. IV-12 - Carte de la profondeur de l'interface granite / encaissant obtenue par l'inversion de l'anomalie gravimétrique à l'aide du logiciel IBIS.

La carte d'inversion indique une épaisseur moyenne de granite entre 1,5 et 4 km, avec un maximum autour de 6 km. Ces estimations sont cohérentes avec celles obtenues sur des massifs granitiques voisins (Audrain et al., 1989) ou sur des massifs d'extension comparables (Pétrequin, 1979 ; Talbot, 2003).

La confiance concernant la géométrie du plancher du pluton dépend essentiellement de la qualité des densités. Le contraste de densité choisi, constant entre les granites et les unités simplifie la modélisation. La variation de densité des roches avec la profondeur n'est pas prise en compte. Comme pour le pluton du Sidobre (Améglio et al., 1994), nos essais montrent que l'incertitude de 0,01 à 0,02 g/cm³ sur le contraste de

densité utilisé pour l'inversion, modifie la profondeur moyenne du plancher du granite de 250 à 500m mais sans changer significativement sa géométrie.

Comme le suggérait la carte d'anomalie de Bouguer résiduelle, l'interface granite/encaissant est plus profonde dans les parties Sud et Est du massif, où elle peut atteindre 5 à 6 km de profondeur. Au sud, cet enracinement pourrait être aussi expliqué par la présence du granite porphyroïde de Glénat plutôt qu'aux leucogranites superficiels mis en évidence au niveau de la faille d'Argentat (Roig, communication personnelle).

Concernant la partie Est du massif, des travaux miniers dans le secteur de Meymac ont révélé la présence d'un granite (granite de Neuf Jours) profond mis en place tardivement (Burnol et al., 1980). Les caractères minéralogiques et géochimiques montrent que les granites porphyroïdes à deux micas de Boucheron et de la Mine situés à l'ouest du granite de Meymac et à l'ENE de Péret-bel-air (Fig. IV-1b), ne sont pas l'extension occidentale du massif de Meymac mais correspondent à deux intrusions distinctes (Stussi et Cuney, 1990). Compte tenu des considérations ci-dessus et de l'hétérogénéité du Millevaches en plusieurs petites intrusions, les parties extrêmes Sud et Est du Millevaches ne nous paraissent pas pouvoir constituer des zones d'enracinement pour l'ensemble du massif.

V-6. Discussion et conclusion de cette première partie de l'étude gravimétrique : Article paru au Bulletin de la Société Géologique de France

Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data : the example of the Millevaches massif (Massif Central, France)

AUDE GEBELIN¹, GUILLAUME MARTELET², MAURICE BRUNEL¹, MICHEL FAURE³ and PHILIPPE ROSSI²

Key words. – Gravimetry, Density, Laccolith, Millevaches massif, Crustal structure.

Abstract. – The Millevaches granitic complex, located in the northern part of the French Massif Central, is elongated in a N-S direction, perpendicular to the main E-W trend of the Hercynian belt. It is affected on its limits and in its core by several ductile shear zones that have necessarily played a great role in the emplacement and exhumation of the massif. Based on gravity modelling and recent field observations, this study intends to highlight the massif structure at depth and discuss its mode of emplacement and relations with the surrounding terrains.

The new gravity and density measurements on the north-east part of the Millevaches massif improve the gravity coverage of the northern Limousin. Using these new data we model the deep structure of the Millevaches plateau. The density measurements made on the different types of granites of the massif, and on the surrounding terrains improve the interpretation of the Bouguer anomaly. Analysis and inversion of the residual Bouguer anomaly in the area show that the Millevaches massif is 2 to 4 km-thick, from north to south and from west to east, locally rooting down to about 6 km deep in its eastern and southern terminations. These two zones coincide with porphyritic plutons and, because of the complex composite structure of the massif, cannot be definitively interpreted as feeding zones. In the field, the N-S-oriented Pradines vertical fault affects the core of the massif on 4 to 5 km width. Microstructural observations evidence that the faulting is contemporaneous of the granites emplacement. We suggest that this tectonic lineament could have triggered the migration of the magma, although it is not related to a clear gravity anomaly. AMS measurements in the north-central part of the Millevaches massif suggest that the magnetic foliation and lineation display a general sub-horizontal pattern. Moreover, on the western border of the Millevaches massif, the Argentat deep seismic profile shows sub-horizontal layering of gneisses and micaschists and evidences normal faulting offset of this layering along Argentat fault. This agrees fairly well with the gravity results, suggesting that (i) the Millevaches massif would be at a high structural level in the crust, (ii) the exhumation of the massif would have been favoured along the Argentat normal fault. As a whole, the massif can be described as a laccolith, 2 to 4 km-thick, emplaced as a “magmatic lens” into the sub-horizontally foliated gneisses and micaschists.

Modélisation des leucogranites tardi-hercyniens à partir de nouvelles données gravimétriques : l'exemple du massif de Millevaches (Massif central)

Mots-clés. – Gravimétrie, Densité, Laccolithe, Massif de Millevaches, Structure crustale.

Résumé. – Le massif granitique de Millevaches orienté N-S est transverse aux grands chevauchements de la chaîne hercynienne. Il est affecté en son cœur et au niveau de ses bordures par de grandes zones de cisaillement ductiles. On propose que ces accidents aient joué un rôle significatif dans la mise en place et dans les mécanismes d'exhumation du massif. Sur la base d'une modélisation gravimétrique et d'observations de terrain, cette étude est destinée à mieux comprendre la structure en profondeur du massif, son contexte de mise en place et ses relations avec l'encaissant.

Afin d'améliorer la couverture gravimétrique régionale, de nouvelles données gravimétriques ont été acquises sur la partie nord-est du Millevaches et permettent de modéliser la structure profonde du massif. En complément, des mesures de densité ont été effectuées sur l'ensemble des granites du plateau de Millevaches, ainsi que sur les formations encaissantes pour affiner la lecture de l'anomalie gravimétrique. L'observation de l'anomalie résiduelle et de son inversion, permettent de modéliser ce massif granitique comme un laccolithe dont le plancher se situe entre 2 et 4 km de profondeur du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est. Deux zones d'épaississement bien marquées (épaisseur supérieure à 5 km) sont mises en évidence, à l'est, à l'aplomb du granite de Meymac et à l'extrémité sud du Millevaches. Elles sont toutes deux superposées au faciès porphyroïde et compte tenu de la structure complexe du massif elles ne peuvent être considérées avec certitude comme zones d'alimentation de l'ensemble du massif.

L'analyse microstructurale de la zone de cisaillement des Pradines parallèle à l'orientation N-S du massif et qui l'affecte au centre sur une largeur de 4 à 5 km, met en évidence des textures sub-solidus dans les granites qui indiquent une mise en place synchrone de ces derniers. Comme hypothèse de travail, nous proposons que cet accident décrochant représente une zone de faiblesse ayant joué un rôle dans la migration des magmas. Cette structure qui n'est que faiblement marquée en gravimétrie pourrait néanmoins avoir favorisé la migration des magmas.

¹ Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, CC060, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 5.
e-mail : gebelin@dstu.univ-montp2.fr

² BRGM, CDG-MA, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2.

³ Dept. des Sciences de la Terre, Université d'Orléans, 45060 Orléans cedex 2
Manuscrit déposé le 24 avril 2003 ; accepté après révision le 9 janvier 2004.

L'acquisition de données d'anisotropie de susceptibilité magnétique effectuées dans la partie nord du massif de Millevaches mettent en évidence des directions préférentielles de fluidalité magmatique sub-horizontales.

En accord avec le modèle gravimétrique, ces résultats indiquent que les granites du Millevaches se seraient mis en place dans la foliation horizontale préexistante des gneiss et des micaschistes. Par ailleurs, le profil de sismique réflexion Argentat qui recoupe la bordure ouest du Millevaches indique une structuration en lames horizontales de l'encaissant formé par les gneiss et micaschistes. Il montre également une remontée de ces structures et du plancher du Millevaches à l'est de la faille d'Argentat démontrant le rôle important joué par celle-ci dans les mécanismes d'exhumation du massif.

INTRODUCTION

The Variscan Massif Central, France, is known to be a collision belt which first experienced crustal stacking and thickening [Matte, 1986], followed by extension and thinning [Mattauer *et al.*, 1988 ; Faure, 1989 ; Van den Driessche and Brun, 1989 ; Faure *et al.*, 1990 ; Burg *et al.*, 1990 ; Faure, 1995]. Syn- or post-tectonic leucogranite plutons related to the post thickening thermal event crop out over large areas within the Massif Central hiding the earlier crustal structures. Some authors propose that leucogranites were emplaced during the Carboniferous post-collision crustal thinning episode [Faure, 1989 ; Faure and Pons, 1991]. Most Hercynian leucogranites are bounded by ductile shear zones which probably played a significant role in magma emplacement and/or subsequent exhumation of the massifs. Relationships between magmatism and deformation in orogenic belts are a large question. Indeed, close spatial and temporal relationships between faults and plutons have been recently described [Tikoff and St Blanquat, 1997]. Based on observation of geological maps several authors propose that magma ascent and emplacement is controlled by faults [Hutton, 1988 ; D'Lemos *et al.*, 1992]. Others show that magmatic processes can produce regional deformation [Tikoff *et al.*, 1999]. During their emplacement, large and hot magma volumes induce thermal heterogeneities that may disturb the regional deformation field. Shear zones can result from the instability propagation and in this case the pluton is closely related to their development [Holm, 1995]. The knowledge of depth processes is crucial for an overall understanding of phenomenon and requires using the geophysical tools. It is now well accepted that gravity modelling is appropriate to get a 3D image of geological bodies, and especially of granitic plutons [e.g. Vigneresse and Brun, 1983 ; Améglio, 1998 ; Martelet *et al.*, 1999]. The gravity modelling complements the structural study that is restricted to the surface interpretation compared to the inferred thickness of granitic plutons. In this study, the gravity modelling is performed using simple assumptions in order to bring a first overview of the Millevaches massif geometry at depth. Together with other structural and geophysical data, this brings new constraints to investigate the relationships between the massif and the host rocks as well as its mode of emplacement. This could be related to large ductile shear zones which affect the Millevaches massif on its boundaries and in its centre. Trying to detect a possible negative anomaly along the fault, evidence of close relationships between fault and magma, the gravity associated with the kinematics study will help us to understand the fault impact on the magmas emplacement and on the mechanism of exhumation. To infer the 3D shape

of several plutons in the Hercynian belt, several authors performed gravity modelling [Martelet *et al.*, 1999 ; Audrain *et al.*, 1989 ; Dumas *et al.*, 1990 ; Améglio *et al.*, 1994]. These studies allowed to raise questions in some cases about the bubble shape of plutons in orogenic belts. According to Vigneresse [1995] the granites emplaced during extensional deformation are thin with many root zones whereas the ones emplaced in context of shear deformation or compression are more deeply rooted with only one or a few roots. We will compare the Millevaches massif shape with others surrounding Hercynian plutons.

GEOLOGICAL SETTING

This study focuses on the Millevaches granitic complex, located on the northwestern part of the Massif Central, France (fig. 1). The Millevaches massif is 160 km-long, it follows a N-S trend and is sub-perpendicular to the E-W to WNW-ESE main thrusts of the Hercynian belt. On its western side, the Millevaches plateau is separated from the Limousin metamorphic units [Floc'h, 1983] by the ductile and brittle Argentat fault ; to the north, it is separated from the Guéret granitic massif by the "St Michel de Veisse" dextral wrench fault, and in the east it is separated from cordierite anatexites and biotite-sillimanite paragneiss units by the Felletin - la Courtine shear zone, followed southward by the Ambrugeat fault (fig. 1). The massif is affected in its central part by the N-S Pradines ductile dextral wrench fault. Understanding the general kinematics of these major shear zones, their relations with plutonism and their role in the exhumation of the granitic massif is essential to better apprehend the transition between compressive, wrench and extensional tectonics in the Hercynian belt.

The Millevaches massif is composed of several porphyritic biotite granites and leucogranites plutons hosted in micaschists, forming N-S or NW-SE elongated stripes (fig. 1). Whole rock Rb/Sr isochrones give late Visean ages between 332 and 336 Ma [Augay, 1979 ; Monier, 1980] for the leucogranites emplacement. Furthermore, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating age spectra performed on muscovites of leucogranites give ages between 335 and 337 Ma [Roig *et al.*, 2002]. According to Donnot [1965] the different magmas were emplaced at the same time. Other authors propose two generations of granites ; the porphyritic biotite granite resulting from melting of the lower crust are thought to be early compared to later leucogranites [Mouret, 1924 ; Raguin, 1938 ; Lameyre, 1966]. According to Monier [1980], the south of the Millevaches is composed of distinct plutons, each corresponding to a different melting event.

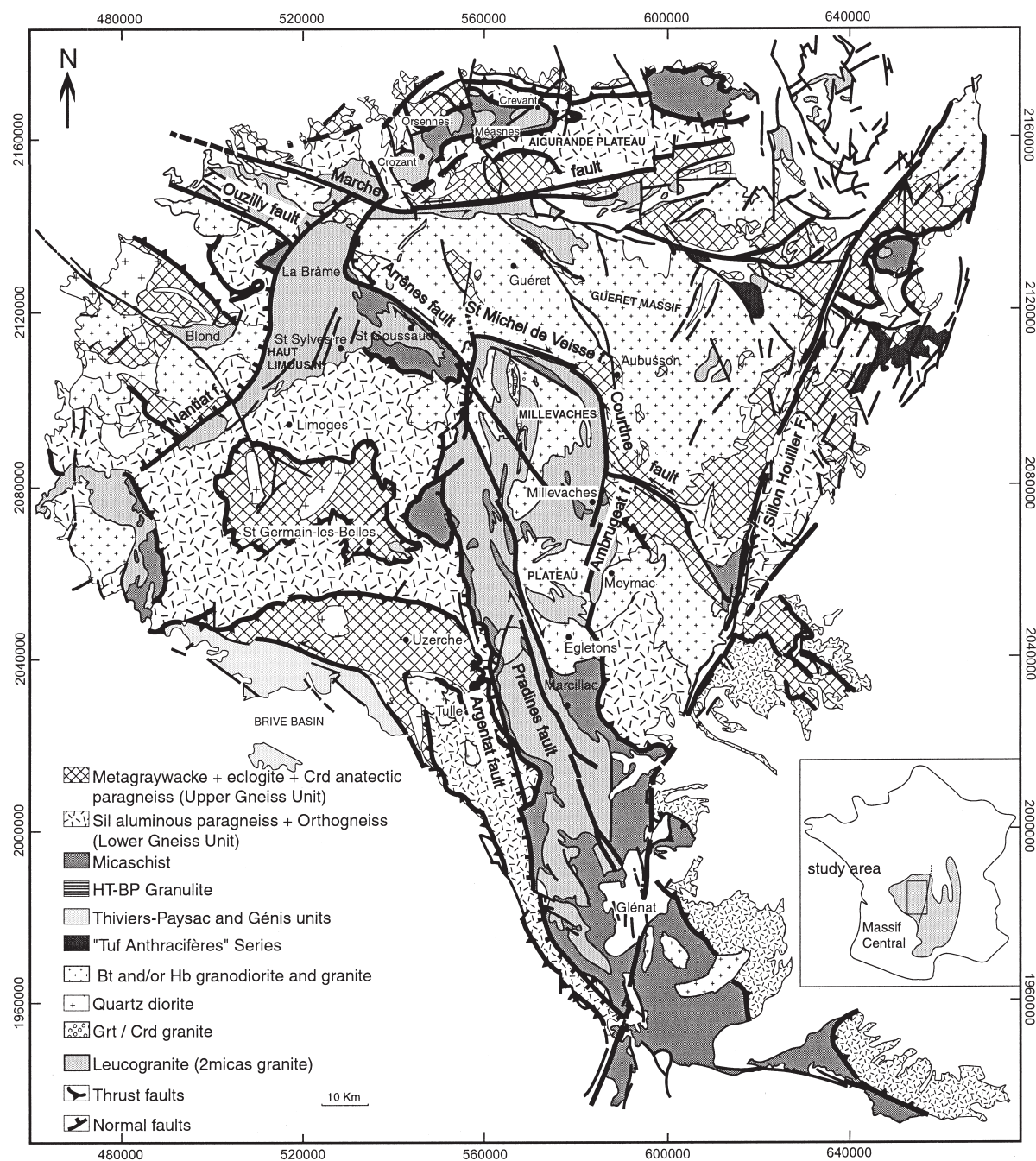


FIG. 1. – Simplified geological map of the northwestern part of the Massif Central, France.
 FIG. 1. – Carte géologique simplifiée de la partie nord-ouest du Massif central.

In the northern part of the Millevaches, three main domains can be distinguished according to magnetic susceptibility anisotropy [Jover, 1986]. The earliest porphyritic biotite granites, related to cordierite-garnet granites, show N-S sub-horizontal magnetic lineation and vertical magnetic foliation planes, parallel to granulite lenses. These formations are cut by later leucogranites parted in two groups by the author [Jover, 1986]: the former having NW-SE vertical foliations and sub-horizontal lineations, the latter having E-W to NW-SE sub-horizontal lineations and foliations.

GRAVITY DATA

Data acquisition

In order to get sufficient gravity stations to model the deep structures of the Millevaches massif, we had to complete the regional gravity coverage. In addition to the data from the French Gravity Database (white dots on figure 2), we measured 200 new gravity stations in the northeastern part of the Millevaches massif (black dots on figure 2). In most parts of the 450 km² surveyed area, we sampled 0.5 km⁻²

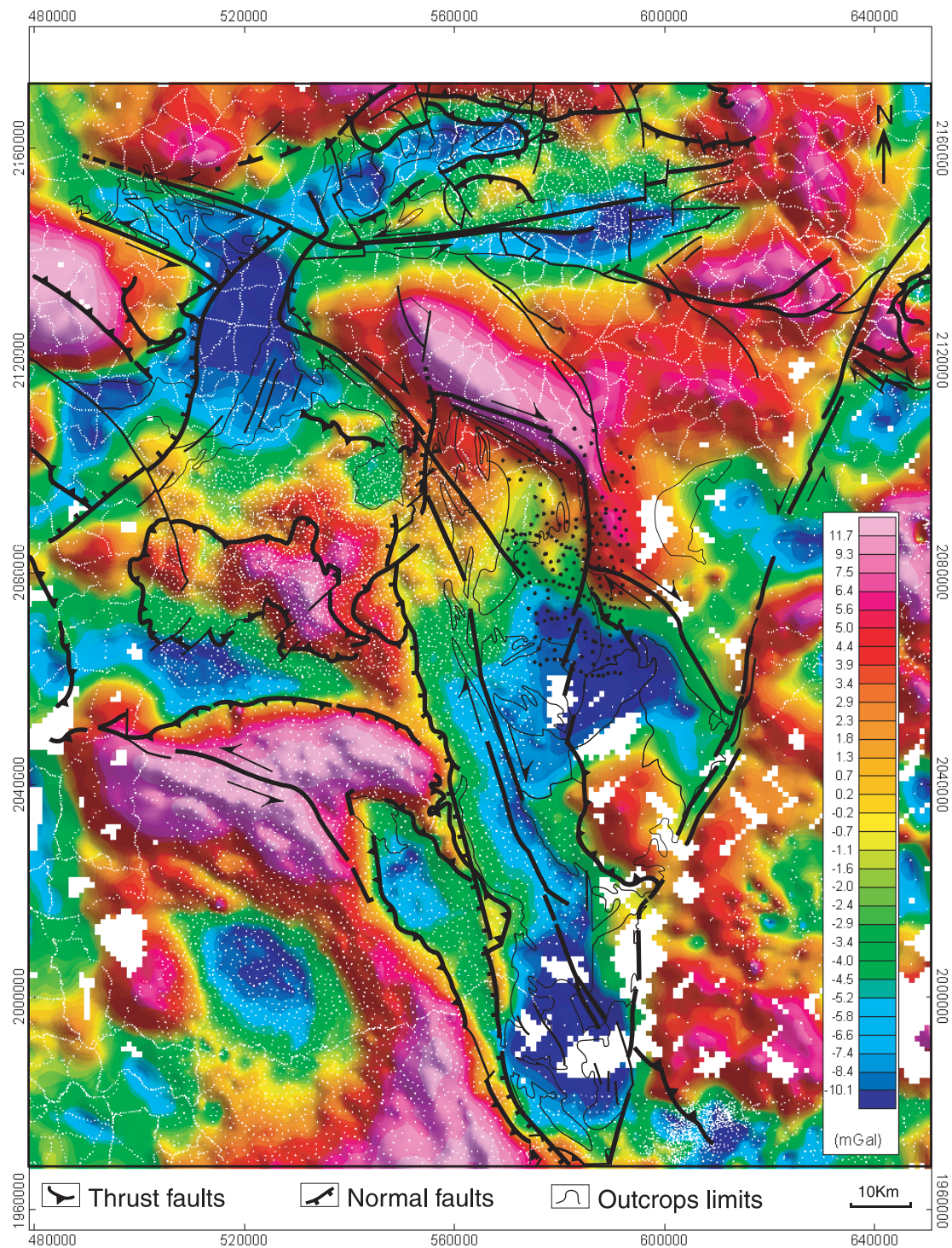


FIG. 2. – Residual Bouguer anomaly map of the northwestern part of the Massif Central. White dots correspond to the gravity coverage available in the French Gravity Database and black dots show the new gravity stations we measured.

FIG. 2. – Carte d'anomalie de Bouguer résiduelle de la partie nord-ouest du Massif central. Les points blancs et noirs localisent respectivement les données de la Banque gravimétrique française et les nouvelles stations gravimétriques mesurées dans cette étude.

gravity measurements. The data were measured with a Scintrex CG3-M micro-gravimeter which had been calibrated along the Sèvres-Orléans baseline. In the field, the measurements were tied to the CGF 65 French gravity base network. Stations were positioned with about 1 metre accuracy in altitude using bench marks from the Institut Géographique Na-

tional. Latitude and longitude were obtained using simple mode GPS positioning, with an accuracy of a few meters. The positioning was finally converted to the NTF French geodetic system using the WGS84 – Clarke 1880 transformation and projected into the Lambert II étendu projection, the altitude reference being at sea level.

Data reduction and integration

The gravity anomaly was computed with respect to the theoretical value of g on Hayford-1930 ellipsoid. In order to obtain the complete Bouguer anomaly, we successively performed standard free air, plateau and terrain corrections. For the two latter, a 2.6 g/cm^3 Bouguer reduction density was chosen, close to the expected density of the granites. Terrain corrections were computed up to 167 km to ensure a good consistency of the new dataset with the French Gravity Database [Martelet *et al.*, 2002]. Up to 53 m, terrain corrections were estimated in the field using Hammer charts [Hammer, 1939]. Beyond that distance, they were computed numerically using three DTM with grid sizes of 50 m, 250 m and 1 000 m, within annular zones of radius respectively 53 m-3 km, 3-10 km and 10-167 km. The error in the terrain correction is mostly due to the altitude offset between the DTM and the gravity stations : it varies from 0.1 to 0.6 mGal depending on the roughness of the topography. The mean quadratic error on the complete Bouguer anomaly due to the measurement, positioning and terrain corrections is 0.7 mGal.

Residual Bouguer anomaly

In order to highlight the short wavelengths of the gravity map, we have computed a residual Bouguer anomaly map (fig. 2) by removing a degree 3 polynomial computed at the scale of the Massif Central and representing the regional trend. The resulting residual anomaly (fig. 2) (i) has apparently lost all regional trend, (ii) is consistent with the geology (negative anomalies are related to granites, and positive ones to gneissic units), (iii) fits fairly well with the outcropping limits of the Millevaches massif. Using the density measurements results (table I), the residual Bouguer anomaly map is consistent with the location of lithotectonic units : negative gravity anomalies are found to coincide with the granites (average density 2.62), whereas positive anomalies are related to the heavier gneissic or micaschists units (average density respectively 2.78 and 2.74). Hence, the Brême, St Sylvestre, and St Goussaud granitic complexes are related to clear negative anomalies which are persistent to the southwest and strengthen under the Blond leucogranite (NW of Limoges). To the north, the anomaly is divided into three branches. To the east and west, the negative anomaly underlines the leucogranites along the Marche fault. Finally, the negative anomaly heads to the northeast where, on the plateau of Aigurande, it clearly limits, from west to east, the leucogranitic plutons of Crozant, Orsennes, Measnes and Le Crevant, which are very well isolated as Dumas *et al.* [1990] suggested. Surprisingly, north of the Millevaches, the Guéret granite is underlined by an abnormal positive anomaly, which is comparable in intensity to that observed in the synforms of Uzerche or St Germain-Belles, west of the Millevaches (location on fig. 1). These are eclogite-bearing metagrauwackes of density about 2.83, much higher than the granites. The positive anomaly associated with the Guéret granite therefore indicates the limited thickness of the pluton and suggests that the massif is underlain by high density rocks. Indeed, cordierite anatexites crop out within a tectonic window in the northwestern part of the Guéret massif. This high density unit also plunges gently underneath the granite at its south-

ern limit, which suggests that it possibly underlies the overall massif.

With respect to its large extension, the Millevaches massif exhibits a relatively weak negative anomaly, suggesting a rather thin and laccolithic-like geometry. This is in agreement with the interpretation of the Argentat deep seismic profile which crosses the western border of the Millevaches plateau [Bitri *et al.*, 1999]. This profile shows the sub-horizontal structure of micaschists and the normal offset of the footwall of the fault which suggests an exhumation of the Millevaches plateau compared to the surrounding terrains. In this scheme the Argentat normal fault, located at the western border of the Millevaches plateau (fig. 1), would have played a major role in the exhumation of the massif [Ledru and Autran, 1987 ; Mattauer *et al.*, 1988 ; Faure, 1995 ; Roig *et al.*, 1998]. In the southern and eastern parts of the Millevaches, the negative anomaly strengthens, indicating thickening and the probable existence of two roots, which are found to be associated with porphyritic plutons. North of the massif, the negative anomaly decreases, suggesting northward thinning of the granite. Close to the Guéret granitic massif, the anomaly even becomes positive probably due to the presence of nearby high density cordierite anatexites that would underlie the Guéret massif. In order to give quantitative estimates of these interpretations, the variations in thickness of the Millevaches have been computed performing an inversion of the gravity field.

GRAVITY INVERSION

The gravity field is inverted in terms of depth to the bottom of the granite using IBIS code [Chenot and Débeglia, 1990]. Prior to the inversion, the average depth of the modelled interface is calculated using Spector and Grant [1970] spectral analysis method. Then, assuming a density contrast of 0.11 (2.73-2.62) between the granite and the host rocks, the interface is iteratively deformed and its gravity effect compared to the Bouguer anomaly until the misfit between both is considered small. Figure 3 shows the geometry of the obtained granite/micaschists interface. Average thickness of the granite ranges between 2 and 4 km, with a maximum of about 6 km, which is in good agreement with estimations published on nearby massifs [e.g. Audrain *et al.*, 1989], or on massifs with comparable extension [e.g. Pétrequin, 1979 ; Talbot, 2003]. Uncertainties attached to the modelled geometry of the pluton floor are mainly related to the uncertainty on densities. We have chosen a constant density contrast between the granites and the surrounding rocks in order to keep the modelling as simple as possible. Indeed, we have considered neither depth-dependent densities, nor varying densities of the pluton basement, since we have poor constraints on these parameters. Moreover, in accordance with results obtained in comparable conditions for the Sidobre pluton [Améglio *et al.*, 1994], our tests show that uncertainties of 0.01 to 0.02 g/cm^3 on the density contrast used for the inversion shifts the average depth of the pluton floor by about 250 to 500 m, without significantly altering its shape. As previously suggested in the residual Bouguer anomaly map, the bottom of the massif is deeper in its eastern, and southern parts, with thickness reaching 5 to 6 km. In the south, this deep-rooting could be associated

TABLE I. – Density measurements.

Density measurements obtained by double weighing method with an average uncertainty on each sample of 0.01 g/cm³. Several calibrations using heavy liquids allowed to verify the accuracy of the density measurements.

TABL. I. – Mesures de densité.

Mesures de densité réalisées par la méthode de la double pesée, avec une incertitude moyenne de 0,01 g/cm³ sur chaque échantillon. Plusieurs calibrages aux liqueurs denses ont permis de s'assurer de la justesse des densités établies par pesée.

N° Ech.	D (g/cm3)	Type lithologique	Localisation	N° Ech.	D (g/cm3)	Type lithologique	Localisation
D2	2,58	granite à 2 micas porphyroïde	Meymac	D66	2,67	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches
D3	2,58	granite à 2 micas porphyroïde	Meymac	D67	2,72	aubussonite	Aubusson
D4	2,59	granite à 2 micas porphyroïde	Meymac	D68	2,65	leucogranite mylonitique	Felletin-La Courtine
D5	2,64	granite à 2 micas porphyroïde	Meymac	D69	2,61	granite à Bt type Guéret mylonitique	Felletin-La Courtine
D6	2,66	gneiss anatectique un peu altéré	Sornac	D70	2,66	granite type guéret	Felletin-La Courtine
D7	2,72	gneiss anatectique	Sornac	D71	2,71	aubussonite	Felletin-La Courtine
D8	2,7	gneiss anatectique	Sornac	P-I-C	2,64	leucogranite très frais	Peyrat-le-château
D9	2,6	aubussonite altérée	Sornac	C	2,64	leucogranite très frais	Compeix
D10	2,75	gneiss anatectique très frais	Sornac	D72	2,58	granite à 2 micas porphyroïde	Meymac
D11	2,62	leucogranite	massif de Millevaches	D73	2,6	granite	égletons
D12	2,6	leucogranite	massif de Millevaches	D74	2,62	granite	égletons
D13	2,6	leucogranite	massif de Millevaches	D75	2,62	leucogranite	massif de Millevaches
D14	2,59	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D77	2,61	leucogranite	massif de Millevaches
D15	2,6	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D78	2,64	leucogranite	massif de Millevaches
D16	2,65	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D79	2,69	micaschiste	Est de Marcillac
D17	2,61	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D80	2,7	micaschiste	Est de Marcillac
D18	2,61	leucogranite porphyroïde	massif de Millevaches	D81	2,62	gneiss oeilée	Est de Marcillac
D19	2,6	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D82	2,66	gneiss anatectique	Est de Marcillac
D20	2,64	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D83	2,7	gneiss anatectique	Est de Marcillac
D22	2,61	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	D84	2,75	gneiss anatectique très frais	Est de Marcillac
D23	2,63	Leucogranite à grain moyen	massif de Millevaches	G5	2,6	leucogranite	massif de Millevaches
D24	2,59	leucogranite porphyroïde	massif de Millevaches	G27	2,73	aubussonite	massif de Millevaches
D25	2,6	leucogranite à grain fin	massif de Millevaches	G40	2,59	leucogranite	massif de Millevaches
D26	2,65	microgranite	massif de Millevaches	G42	2,62	leucogranite	massif de Millevaches
D27	2,64	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	G52	2,62	leucogranite	massif de Millevaches
D28	2,61	leucogranite	Domsps	G61	2,63	leucogranite	massif de Millevaches
D29	2,76	gneiss anatectique	Sussac	G78	2,54	granite à Bt	massif de Millevaches
D31	2,61	aubussonite altérée	Châteauneuf-la-Forêt	G91	2,63	leucogranite	massif de Millevaches
D32	2,65	gneiss anatectique	Châteauneuf-la-Forêt	G174	2,64	granite à Bt	massif de Millevaches
D33	2,72	aubussonite très fraîche	vers Bujaleuf	3	2,61	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D34	2,64	granite mylonitique	vers Bujaleuf	5	2,62	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D35	2,6	granite à Bt porphyroïde	NW de Peyrat-le-Château	14	2,72	gneiss anatectique	bordure Est du Millevaches
D36	2,64	granite à Bt	NW de Peyrat-le-Château	25	2,66	gneiss anatectique	bordure Est du Millevaches
D37	2,6	leucogranite porphyroïde	NW de Peyrat-le-Château	47	2,72	aubussonite	bordure Est du Millevaches
D38	2,6	leucogranite	NW de Peyrat-le-Château	71a	2,62	granite guéret cataclaté	bordure Est du Millevaches
D39	2,6	gneiss anatectique altéré	NW de Peyrat-le-Château	95	2,68	ultramylonite granite guéret	bordure Est du Millevaches
D40	2,61	microgranite	NW de Peyrat-le-Château	96	2,71	ultramylonite granite guéret	bordure Est du Millevaches
D41	2,65	gneiss anatectique	NW de Peyrat-le-Château	98b	2,64	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D42	2,97	gabbro/ dolérite	NW de Peyrat-le-Château	103	2,66	granite guéret protomylonitique	bordure Est du Millevaches
D43	2,63	leucogranite mylonitique	NW de Peyrat-le-Château	104	2,74	granite guéret protomylonitique	bordure Est du Millevaches
D44	2,76	micaschiste frais	Châtelus-le-Marcheix	105	2,66	granite guéret protomylonitique	bordure Est du Millevaches
D45	2,65	leucogranite	St Goussaud	113	2,76	granite guéret protomylonitique	bordure Est du Millevaches
D46	2,61	leucogranite	St Goussaud	119	2,67	granite guéret protomylonitique	bordure Est du Millevaches
D47	2,67	microgranite faciès Guéret	W de Guéret	126	2,6	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D48	2,64	granite à Bt type Guéret	W de Guéret	157	2,7	gneiss bt/sil	bordure Est du Millevaches
D49	2,67	aubussonite altérée	W de Guéret	180	2,64	Granite de Guéret mylonitique	bordure Est du Millevaches
D50	2,64	gneiss à bt/sil	Dun-le-Palestel	189	2,62	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D51	2,7	gneiss anatectique	Celle Dunoise	198c	2,72	gneiss anatectique frais	bordure Est du Millevaches
D52	2,71	gneiss anatectique	Celle Dunoise	198d	2,78	gneiss anatectique très frais	bordure Est du Millevaches
D53	2,7	gneiss anatectique	Celle Dunoise	225b	2,62	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D54	2,66	gneiss anatectique	Celle Dunoise	227	2,62	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D55	2,67	granite à Bt type Guéret	W de Guéret	236	2,64	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D56	2,57	granite à Bt type Guéret	W de Guéret	238	2,59	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D57	2,66	granite à Bt type Guéret	NW de Bourgneuf	245	2,67	granite	bordure Est du Millevaches
D58	2,61	leucogranite mylonitique	massif de Millevaches	253	2,61	granite type guéret	bordure Est du Millevaches
D59	2,64	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	265	2,63	leucogranite mylonitique	bordure Est du Millevaches
D60	2,62	leucogranite	massif de Millevaches	279	2,59	granite	bordure Est du Millevaches
D61	2,66	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	283	2,64	leucogranite mylonitique	sud de Dun-le-Palestel
D62	2,7	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	284	2,64	leucogranite mylonitique	sud de Dun-le-Palestel
D63	2,62	leucogranite	massif de Millevaches	345	2,72	micaschiste	gorges du Chavanon
D64	2,62	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	346	2,71	gneiss anatectique	gorges du Chavanon
D65	2,64	granite à Bt porphyroïde	massif de Millevaches	349b	2,81	micaschiste très frais	gorges du Chavanon

with the Glénat porphyritic granite rather than with the shallow leucogranites that mark out the Argentat fault (Roig, personal communication). Related to the easternmost negative anomaly, mining work in the Meymac area revealed the occurrence of a buried late granite [Burnol *et al.*, 1980]. It is however difficult to know whether the anomaly is due to the Meymac porphyroid granite or to the late

leucogranite body. Figure 4 presents a geological cross-section (profile A A') through the Millevaches granitic massif.

In the central part of the massif strongly affected by the Pradines shear zone, the gravity does not detect any large anomaly. The N-S oriented Pradines fault affects leucogranites and porphyritic biotite granites of the Millevaches massif in a 4 to 5 km-wide corridor. The N-S

trending vertical foliation and sub-horizontal lineation define a consistent pattern associated with the emplacement of granites during dextral shearing. Indeed, from south to

north within the shear zone, the leucogranites are typical biotite-muscovite C-S orthogneisses, and mylonites that indicate a dextral sense of shear (fig. 5). Furthermore, the microstructural study of Pradines dextral wrench fault mylonites shows sub-solidus deformation textures (fig. 6) : rectangular grain boundaries shape form a reticular or mosaic-like pattern indicating extensive grain boundary migration, typical of high temperature sub-solidus deformation [Gapais *et al.*, 1986 ; Tommasi and Vauchez., 1994]. These observations suggest a synchronous emplacement of leucogranites with the Pradines fault activity. Vertically foliated gneiss xenoliths prolongate the Pradines fault to the north. This occurrence advocates that the fault could have locally weakened the crust and favoured the migration of magmas.

Eastward and close to the leucogranite mylonites, the porphyritic biotite granites show magmatic textures with a N-S to NNW-SSE preferential orientations of the (010) plane in K-feldspars which become NW-SE south-eastwards [Mezure, 1980]. According to field relationships at the regional scale [Lameyre, 1966] the porphyritic biotite granite could have been emplaced at the same time as the leucogranites or more likely just before. We propose that the trend of this NW-SE foliation recorded strain field during the Pradines fault activity. In this last case the magma should not crystallise everywhere to record the effects of the dextral wrench Pradines fault.

DISCUSSION

Following Améglio *et al.* [1997] gravity and structural results for several plutons show that magma emplacement is largely controlled by the anisotropy and rheology of the

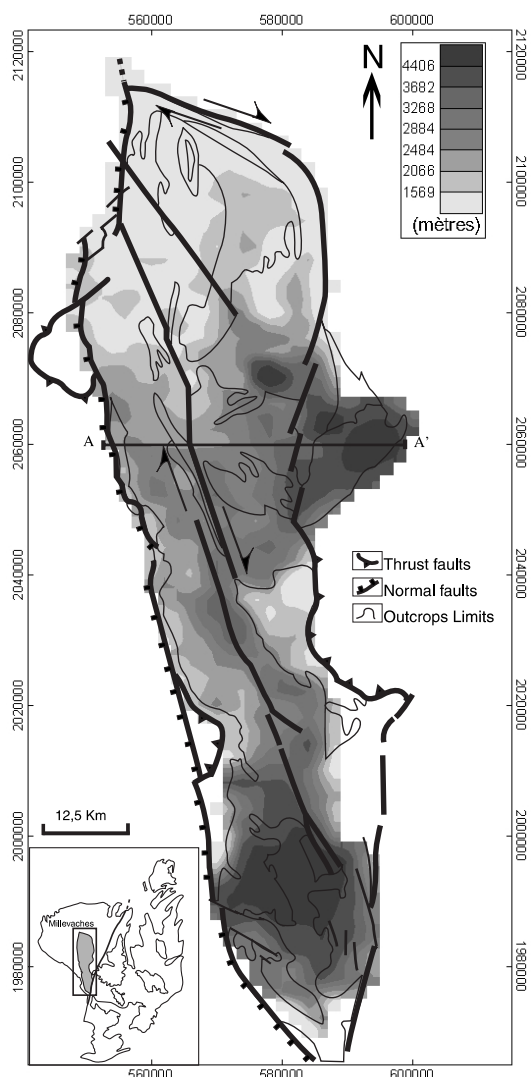


FIG. 3. – Map of the depth to the granite/micaschists interface, obtained by inversion of the gravity anomaly using the IBIS code. A A' : Cross-section, fig. 4.

FIG. 3. – Carte de profondeur de l'interface granite/encaissant obtenue par inversion de l'anomalie gravimétrique à l'aide du logiciel IBIS. A A' : coupe de la figure 4.

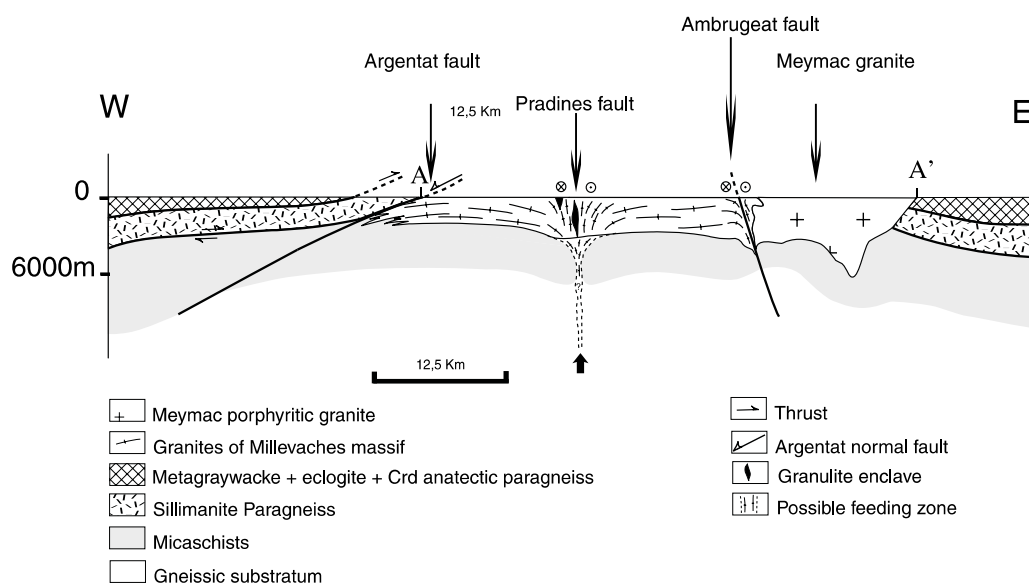


FIG. 4. – Sketch geological cross-section. (see location on fig. 3).

FIG. 4. – Coupe géologique schématique interprétative. (Voir la localisation sur la figure 3).

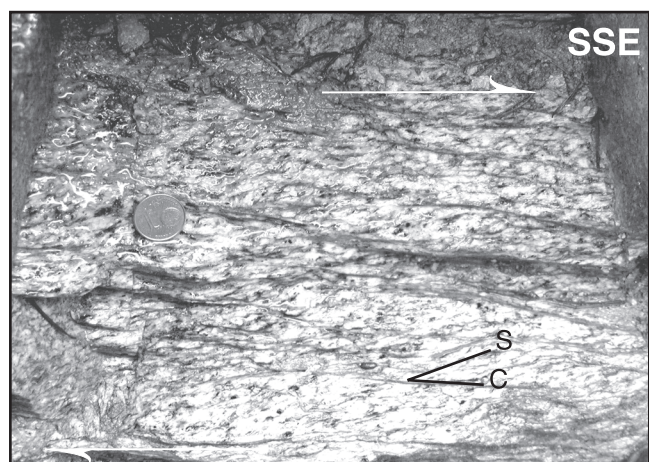


FIG. 5. – Typical C-S structures developed in the leucogranites of the Pradines fault indicating a dextral sense of shearing.

FIG. 5. – Structures C-S affectant les leucogranites de la faille des Pradines indiquant un sens de cisaillement dextre.

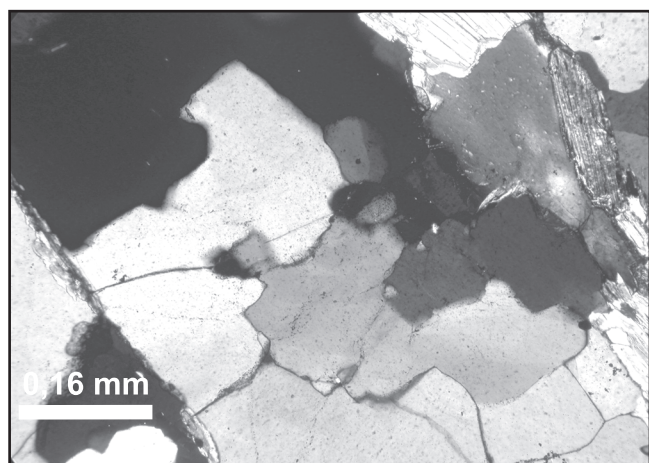


FIG. 6. – Quartz microstructures within foliated granite showing rectangular contours forming a reticular or mosaic-like pattern typical of high temperature deformation.

FIG. 6. – Microstructures du quartz montrant des contours rectangulaires qui forment un réseau réticulaire ou en mosaïque typique d'une déformation de haute température.

crust, in particular around the brittle-ductile transition. Local dilatancy of the brittle crust may be achieved under either compressive or extensive regime, but dominated by transcurent movements. These authors differentiate “flat-shaped” and “wedge-shaped” plutons on geometrical criteria and related tectonic regime criteria : (i) flat-shaped plutons have much broader horizontal than vertical extension and would spread parallel to the pre-existing tectonic layering of the crust, whereas, (ii) wedge-shaped plutons would infill more or less vertical fractures in the brittle crust. In addition, relations between plutons and the tectonic structures is generally evidenced ; whether these relations are genetic or related to the exhumation is often less clear. This is illustrated in the Limousin area, where several plutonic complexes were emplaced during the late-Hercynian period. The leucogranitic complex of la Brême – St Sylvestre dated at 318 ± 5 Ma and 324 ± 4 Ma by U-Pb method [Holliger *et al.*, 1986] has a flat-shaped ge-

ometry, with a rather low thickness of about 2 km [Audrain *et al.*, 1989], and an overall flat foliation. Likewise, the Sidobre granite located in the Montagne Noire (SW Massif central) was emplaced at 304 ± 8 Ma [Pin, 1991], and appears as a 2 to 3 km thick sill, the emplacement of which was favoured by normal faults that also certainly played a role of feeding zone [Améglio *et al.*, 1994]. On the opposite, the plutons of the Aigurande plateau are rather of the wedge-shaped type. The Crevant leucogranitic massif is dated at 312 ± 6 Ma [Petitpierre and Duthou, 1980] by Rb/Sr on whole rock and Crozant and Orsennes at 312 ± 20 Ma [Rolin *et al.*, 1982] by the same method. The bodies are rooted southward around 3 km depth and spread laterally [Dumas *et al.*, 1990]. Owing to their close relationships, their emplacement is certainly linked with the Marche senestral wrench fault. These plutons could be compared with those of the South Armorican Shear Zone, such as the Mortagne pluton [Guineberteau *et al.*, 1987], which was emplaced between 300 and 360 Ma [Hanmer *et al.*, 1982 ; Le Corre *et al.*, 1991], deeply rooted into the shear zone and extrusive beyond the surface toward NE.

The Millevaches massif is the largest one. It was emplaced during the same late Hercynian period. Our model shows a large and rather thin batholith that can be classified in the “flat-shaped” type. In the context of the Hercynian orogeny, a wealth of geological considerations, synthesised by Faure and Pons [1991] document the emplacement of such type of plutons in a late-orogenic extensional tectonic environment.

Other tabular Hercynian granites have been recognized in western Europe and NW Africa. The idea of magma injection through fault and lateral expansion has already been discussed by Lagarde *et al.* [1990] about the late Carboniferous plutons of the Moroccan Meseta. To explain the emplacement of granitic plutons within high structural levels along crustal faults and their tabular shape, he suggests that faults collect melts at depth and control sites of emplacement within shallow crustal levels in which rheology permit the lateral expansion of magma [Lagarde *et al.*, 1990]. Similarly, the Itaporanga pluton in the northeast of Brazil is an example of granite that emplaced into a shear zone and spread out laterally as a sill [Archanjo *et al.*, 1999]. According to Hutton [1996], the Itaporanga pluton presents a syntectonic emplacement because of the magmatic and magnetic fabrics which are coherent with the country rock deformation. Relationships between faulting and granitic ascent have also been described in the Himalayas with emplacement of leucogranites along the North Himalayan Detachment [Burg and Brunel, 1984 ; Searle, 2003]. This fault zone behaves like a barrier to the magma ascent and controls the pluton emplacement in an extensional shear zone [Guillot *et al.*, 1995].

Owing to its overall tabular shape and geometric relationship with the surrounding terrains, the emplacement of the Millevaches massif can apparently be explained by this process : once it has reached the upper crust, the magma spreads laterally into the sub horizontal micaschist foliation (profile AA', figure 4). Lately, its exhumation is favoured along several faults that bound its limits and especially the Argentat normal fault. In the present state of knowledge, as a working hypothesis, we propose to interpret the Millevaches as a laccolitic intrusion driven and emplaced above a N-S trending vertical lineament.

However, the question of the magma feeding process still needs investigations since only a weak negative anomaly is expressed along the N-S Pradines shear zone. According to Fyfe [1973], or Reches and Fink [1988], we imagine the magma conduits as very narrow, jagged and instable pipes that disappear at the end of the magma transfer and give in consequence a weak anomaly.

CONCLUSION

During the Hercynian orogeny large amounts of magmas resulting from the partial melting of the pre-Variscan basement [Cuney *et al.*, 1990] were produced, as can presently be observed in the Limousin area (Massif central, France). The process of magma segregation, their ascent and emplacement mechanisms, as well as their relationships with the regional tectonics are still debated. Gravity modelling combined with structural analysis yield a first overview of the Millevaches massif geometry at depth. Together with other structural and geophysical data, this brings new constraints that help investigate the relationships between the massif and the host rocks, as well as its mode of emplacement.

New gravity and rock densities have been measured which improve the gravity knowledge of the northern Limousin. Analysis and inversion of the residual Bouguer anomaly in the area show that the Millevaches massif is 2 to 4 km-thick, from north to south, rooting down to about 6 km depth in its eastern and southern terminations. These two zones coincide with porphyritic plutons but, because of the complex composite structure of the massif, cannot be definitively interpreted as feeding zones for the whole massif. Independent AMS and seismic results are in good agreement with the overall flat-lying geometry we derive from gravity modelling. These geophysical constraints also sug-

gest, in agreement with field observations, that the exhumation of the massif was achieved along several boundary faults and especially the Argentat normal fault. The scenario of emplacement of the massif as a laccolith at a high crustal level and its exhumation in relation with tectonic structures seems compatible with previously recognised situation for other batholiths in the late-Hercynian extensional context.

We further suggest that the Pradines shear zone, which is oriented parallel to the massif length and affects its core on a 4 to 5 km-wide corridor, could have triggered the migration of the magma (profile AA', figure 4). However, the question of the magma feeding process requires further investigations, since only a weak negative anomaly is expressed along the N-S Pradines fault. In the field, throughout the shear corridor in the leucogranites along the Pradines fault, typical C-S structures indicating a dextral sense of shear have been confirmed. Moreover, in this zone, quartz microstructures showing rectangular contours forming a mosaic-like pattern are typical of high temperature sub-solidus deformation coeval with leucogranite cooling.

Combining new geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method on the Pradines shear zones, together with the U-Pb method to determine the crystallization age of leucogranites), microstructural and ASM data, will be essential to further understand the internal magmatic processes, as well as the geodynamic context of the Millevaches massif emplacement.

Acknowledgments. – We thank J.-Y. Roig and C. Truffert for fruitful discussions. We are grateful to M. Diamant for providing us with a microgravimeter, and N. Debégliat for initiating us to the IBIS inversion software. We thank M. Jézequel for facilitating the density measurements. We used Geosoft software for the geophysical data mapping. This work is a contribution to research program entitled "Massif Central/ Limousin" of the Service de la Carte Géologique de la France, funded by BRGM.

References

- AMEGLIO L. (1998). – Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques. – Thèse de Doctorat, Univ. Toulouse III, 245 p.
- AMEGLIO L., VIGNERESSE J.-L. & BOUCHEZ J.-L. (1997). – Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In : J.-L. BOUCHEZ, D.H.W. HUTTON & W.E. STEPHENS, Eds., *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*. – Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 199-214.
- AMEGLIO L., VIGNERESSE J.-L., DARROZES J. & BOUCHEZ J.-L. (1994). – Forme du massif granitique du Sidobre (Montagne Noire, France) : sensibilité de l'inversion des données gravimétriques au contraste de densité. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, 2, 1183-1190.
- ARCHANJO C.-J., DA SILVA, E.-R. & CABY R. (1999). – Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system : the Itaporango porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). – *Tectonophysics*, **312**, 331-345.
- AUDRAIN J., VIGNERESSE J.-L., CUNNEY M. & FRIEDRICH M. (1989). – Modèle gravimétrique et mise en place du complexe hyperalumineux de Saint-Sylvestre (Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, 1907-1914.
- AUGAY J.-F. (1979). – Les leucogranites et monzogranites de la région d'Eymoutiers-Peyrat le Château (massif du Millevaches, Massif central français). Gisement et pétrologie. – Unpubl. doctoral Dissertation, University of Lyon I, Lyon.
- BITRI A., TRUFFERT C., BELLOT J.-P., BOUCHOT V., LEDRU P., MILESI J.-P. & ROIG J.-Y. (1999). – Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance3D : Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 771-777.
- BURG J.-P., BRUN J.-P. & VAN DEN DRIESSCHE J. (1990). – Le sillon houiller du Massif central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 147-152.
- BURG J.-P., BRUNEL M., GAPAIS D., CHEN G.M. & LIU G.H. (1984). – Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). – *J. Struct. Geol.*, **6**, 5, 535-542.
- BURNOL L., PERONNE Y. & VAUCORBEIL H. (1980). – La coupole cachée de leucogranite de Neuf-Jours (Corrèze) et les minéralisations en tungstène associées. – *Chron. Rech. Min.*, **455**, 93-116.
- CHENOT D. & DEBEGLIAT N. (1990). – Three-dimensional gravity or magnetic constrained depth inversion with lateral and vertical variation of contrast. – *Geophysics*, **55**, 327-335.
- CUNNEY M., FRIEDRICH M., BLUMENFELD P., BOURGUIGNON A., BOIRON M.-C., VIGNERESSE J.-L. & POTY B. (1990). – Metallogensis in the French part of the Variscan orogen. Part I : U preconcentrations in pre-Variscan and Variscan formations ; a comparison with Sn, W and Au. – *Tectonophysics*, **177**, 39-57.
- D'LEMOIS R.S., BROWN M. & STRACHAN R.A. (1992). – Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. – *J. Geol. Soc. London*, **149**, 487-496.

- DONNOT M. (1965). – Micaschistes et granites du plateau de Millevaches. – *Ann. Fac. Sci.*, Univ. Clermont-Ferrand, **27**, 139 p.
- DUMAS E., FAURE M. & PONS J. (1990). – L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, Série II, 1533-1539.
- FAURE M. (1989). – L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris II, **309**, 1839-1845.
- FAURE M. (1995). – Late Carboniferous extension in the Variscan French Massif Central. – *Tectonics*, **14**, 132-153.
- FAURE M. & PONS J. (1991). – Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. – *Geology*, **19**, 730-733.
- FAURE M., PROST A. & LASNE E. (1990). – Déformation ductile extensive d'âge namuro-westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 189-197.
- FLOCH J.-P. (1983). – La série métamorphique du Limousin central : une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif central français). – Thèse d'Etat, Univ. Limoges, 445 p.
- FYFE W.S. (1973). – The generation of batholiths. – *Tectonophysics*, **17**, 273.
- GAPAIS D. & BARBARIN B. (1986). – Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). – *Tectonophysics*, **125**, 4, 357-370.
- GUILLLOT S., PECHER A. & LE FORT P. (1995). – Contrôles tectoniques et thermiques de la mise en place des leucogranites himalayens. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **320**, 55-61.
- GUINEBERTEAU B., BOUCHEZ J.-L. & VIGNERESSE J.-L. (1987). – The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone : structural and gravimetric arguments and regional implication. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **99**, 763-770.
- HAMMER S. (1939). – Terrain corrections for gravimeter stations. – *Geophysics*, **4**, 184-194.
- HANMER S.K., LE CORRE C. & BERTHE D. (1982). – The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Paleozoic rocks of central Brittany. – *J. Geol. Soc. London*, **139**, 85-93.
- HOLLIGER P., CUNNEY M., FRIEDRICH M. & TURPIN L. (1986). – Age carbonifère de l'unité de Brême du complexe granitique peralumineux de St Sylvestre (NW du Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. – *C. R. Acad. Sci.*, II, **303**, 1309-1314.
- HOLM D.K. (1995). – Relation of deformation and multiple intrusion in the Death Valley extended region, California, with implications for magma entrapment mechanism. – *J. Geophys. Res.*, **100**, 10495-10505.
- HUTTON D.H.W. (1988). – Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : inferences from deformation studies. – *Trans. R. Soc. Edin.*, *Earth Sci.*, **79**, 245-255.
- HUTTON D.H.W. (1996). – The 'space problem' in the emplacement of granite. – *Episodes*, **19**, 114-119.
- JOVER O. (1986). – Les massifs granitiques de Guéret et du nord-Millevaches. Analyse structurale et modèle de mise en place (Massif central français). – Thèse, Univ. Nantes, 233 p.
- LAGARDE J.-L., BRUN J.-P. & GAPAIS D. (1990). – Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, 1109-1114.
- LAMEYRE J. (1966). – Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. – Thèse, Univ. de Clermont-Ferrand, 264 p.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M. & ROBARDET M. (1991). – Le Massif armoricain. – *Sciences Géologiques*, **44**, 31-103.
- LEDRU P. & AUTRAN A. (1987). – L'édification de la chaîne Varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevaches. – *Prog. G.P.F., Doc. BRGM*, Orléans, 87-106.
- MARTELET G., DIAMENT M. & TRUFFERT C. (1999). – Un levé gravimétrique détaillé dans les Cévennes : apport à l'imagerie crustale (programme GéoFrance3D - Massif central). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **328**, 727-732.
- MARTELET G., DEBEGLIA N. & TRUFFERT C. (2002). – Homogénéisation et validation des corrections de terrain gravimétriques jusqu'à la distance de 167 km sur l'ensemble de la France. – *C. R. Geosciences*, **334**, 449-454.
- MATTAUER M., BRUNEL M. & MATTE P. (1988). – Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif central français. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris II, **306**, 671-676.
- MATTE P. (1986). – Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- MEZURE J.-F. (1980). – Etude structurale des granites d'Egletons, Meymac et Ussel (Nord). Contribution à l'estimation quantitative de la déformation. Pétrographie et géochimie. – Thesis of speciality, Univ. Clermont-Ferrand, 191p.
- MONIER G. (1980). – Pétrologie des granitoïdes du Sud Millevaches (Massif central français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. – Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Clermont II, 288p.
- MOURET G. (1924). – Sur la structure de la région granitique de Millevaches. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **179**, 1612-1615.
- PETITPIERRE E. & DUTHOU J.-L. (1980). – Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, **291**, 163-166.
- PETREQUIN M. (1979). – Etude gravimétrique du massif de la Margeride et de sa bordure méridionale. – Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, 128p.
- PIN C. (1991). – Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some Hercynian granitoids from the Massif Central, France. In : J. DIDIER & B. BARBARIN, Ed., *Enclaves and granite petrology. – Developments in Petrology*, Elsevier, 333-343.
- RAGUIN E. (1938). – Contribution à l'étude du plateau de Millevaches (révision de la feuille de Limoges). – *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **39**, **197**, 113-119.
- RECHES Z. & FINK J. (1988). – The mechanism of intrusion of the Inyo dike, Long Valley, California. – *J. Geophys. Res.*, **93**, 627-662.
- ROIG J.-Y., FAURE M. & TRUFFERT C. (1998). – Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses : The case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. – *J. Struct. Geol.*, **20**, 9-10, 1169-1189.
- ROIG J.-Y., FAURE M. & MALUSKI H. (2002). – Surimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the western French Massif Central : a structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. – *Terra Nova*, **14**, 25-32.
- ROLIN P., DUTHOU J.-L. & QUENARDEL J.-M. (1982). – Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes : conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle du Plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, II, **294**, 799-802.
- SEARLE M.P., SIMPSON R.L., LAW R.D., PARRISH R.R. & WATERS D.J. (2003). – The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest Massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. – *J. Geol. Soc. London*, **160**, 3, 345-366.
- SPECTOR A. & GRANT F.-S. (1970). – Statistical models for interpreting aeromagnetic data. – *Geophysics*, **35**, 293-302.
- TALBOT J.-Y. (2003). – Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardihercynienne du Massif central – Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 288 p.
- TIKOFF B. & SAINT BLANQUAT (de) M. (1997). – Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. – *Tectonics*, **16**, 442-459.
- TIKOFF B., SAINT BLANQUAT (DE) M. & TEYSSIER C. (1999). – Translation and the resolution of the pluton space problem. – *J. Struct. Geol.*, **21**, 1109-1117.
- TOMMASI A. & VAUCHEZ A. (1994). – Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurent shear zone of southern Brazil. – *Tectonics*, **13**, 2, 421-437.
- VAN DEN DRIESCHE J. & BRUN J.-P. (1989). – Un modèle de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif central. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, **309**, 1607-1613.
- VIGNERESSE J.-L. (1995). – Control of granite emplacement by regional deformation. – *Tectonophysics*, **249**, 173-186.
- VIGNERESSE J.-L. & BRUN J.-P. (1983). – Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **XXV**, 3, 357-366.

V-7. Modélisation gravimétrique 2D

V-7-a. Information mise à disposition pour la construction des modèles

Outre la connaissance des densités, et afin de réduire au maximum la non-unicité des sources inhérentes à la méthode gravimétrique, la construction des modèles gravimétriques nécessite une bonne connaissance des relations structurales de l'objet à modéliser avec les unités environnantes. Toutes les informations acquises lors de l'étude de terrain ou lors de campagnes géophysiques sont à prendre en considération.

V-7-a-i. Information géologique

L'analyse structurale à partir des cartes géologiques est indispensable pour délimiter les corps en surface et pour mettre en évidence leurs relations structurales (pendages, failles,...) avec les différentes unités à modéliser. Pour la modélisation gravimétrique du massif de Millevaches et des unités environnantes au nord de celui-ci, une trentaine de cartes géologiques au 1/50 000 ont été utilisées. Nos observations personnelles acquises lors du levé de la carte géologique de Felletin ou lors de missions de terrain dans d'autres secteurs ont également été intégrées dans les modélisations.

Ledru et al. (1989) mettent en évidence un empiement de nappes d'unités très métamorphiques sur des unités moins métamorphiques. Ces séries ont fait l'objet d'une description détaillée au chapitre I. Lors de la réalisation des profils gravimétriques, la disposition de ces unités (Unité Supérieure des Gneiss chevauchant l'Unité Inférieure des Gneiss qui à son tour repose sur les micaschistes para-autochtones) a été respectée.

V-7-a-ii. Information sur la densité des roches

La densité d'un certain nombre de formations a été mesurée lors de notre étude (voir § VI-4 et Tabl. 1, pub. BSGF, § V-6) ; cependant pour la densité d'autres roches spécifiques, situées notamment à l'ouest du Millevaches (antiforme de Tulle), ainsi que pour les unités sédimentaires mésozoïques, nous avons fait appel à la banque de données du BRGM.

Voici un récapitulatif des densités utilisées pour nos modélisations :

Jurassique : 2,65 g/cm³
 Trias : 2,65 g/cm³
 Leptynite de l'antiforme de Tulle : 2,83 g/cm³
 Volcanisme bimodal : 2,74 g/cm³
 Orthogneiss de l'antiforme de Tulle : 2,66 g/cm³
 Orthogneiss de Chameyrat-Argentat : 2,78 g/cm³
 Orthogneiss anatectiques et paragneiss à biotite-sillimanite (Unité Inférieure des Gneiss) : 2,78 g/cm³
 Micaschistes : 2,75 g/cm³
 Dôme granitique : 2,62 g/cm³
 Substratum indifférencié : 2,80 g/cm³ (Cette valeur est en accord avec celle utilisée pour d'autres études similaires (Martelet, 1999).
 Métagrauwackes et roches de haute pression (Unité Supérieure des Gneiss) : 2,83 g/cm³
 Anatexites à cordiérite : 2,72 g/cm³

Diorite quartzique : 2,80 g/cm³
 Granite à biotite porphyroïde : 2,62 g/cm³
 Leucogranite : 2,64 g/cm³
 Granite de neuf jours : 2,64 g/cm³
 Corps de forte densité sous le massif de Guéret : 3,1 g/cm³

V-7-a-iii. Information sur l'interface granite/encaissant

La profondeur des granites du Millevaches a été déterminée lors de la modélisation par la méthode d'inversion décrite au paragraphe V-5. Cette étude nous a permis de mettre en évidence une épaisseur de granite entre 1,5 et 4 km de profondeur qui varie du nord vers le sud. Deux zones d'épaississement bien marquées ont également été mises en évidence à l'est, à l'aplomb du granite de Meymac et à l'extrémité sud du massif de Millevaches.

V-7-a-iv. Information sur la profondeur des unités Limousines (gneiss et micaschistes) à partir des profils sismiques (Bitri et al, 1999)

Dans le cadre du programme GéoFrance 3D, deux profils sismiques ont été réalisés dans le Limousin : l'un est orienté N-S et recoupe l'antiforme de Meuzac, l'autre présente une direction NE-SW et traverse l'antiforme de Tulle, la synforme d'Uzerche et la faille d'Argentat.

L'interprétation de ces profils sismiques montre que la faille normale d'Argentat décale sur une épaisseur de 5 à 7 km l'ensemble des unités du Limousin. De 14 km sous l'antiforme de Tulle, la base des micaschistes passe à 7 km sous le massif de Millevaches.

Les unités gneissiques para-autochtones et les séries migmatitiques bien mises en évidence à partir du profil sismique dans le sud Limousin, n'apparaissent pas à l'aplomb des granites du Millevaches. Seuls les micaschistes constituent l'encaissant des granites.

Comme hypothèse de travail, nous avons étendu la géométrie des unités métamorphiques profondes Limousines plus au nord, le long de la bordure ouest du Millevaches.

Le profil de l'anomalie gravimétrique mesurée est symétrique au 1^{er} ordre de part et d'autre du massif de Millevaches, ce qui suggère que la disposition des unités métamorphiques para-autochtones profondes peut être comparable à l'est du massif. Celui-ci apparaît de ce fait comme un bloc remonté par rapport aux unités métamorphiques régionales. Lors de la construction de nos modèles numériques suivant des coupes E-W à travers le Millevaches, nous avons placé, afin de respecter à la fois la symétrie de l'anomalie gravimétrique observée et le profil sismique Argentat, la base de l'unité des micaschistes à 7 km sous les granites du Millevaches et à 14 km de part et d'autre.

L'interprétation du profil sismique N-S de Laurières révèle la présence d'un dôme granitique sous l'antiforme de Meuzac. Nous avons tenu compte de cette observation lors de l'élaboration du profil gravimétrique B qui traverse ce secteur.

L'interface modélisée la plus profonde correspond à la base des micaschistes qui sont en contact avec un substratum indifférencié dont la densité a été fixée à 2,8 g/cm³. Cette valeur a été choisie de façon à ce que le contraste de densité entre les micaschistes et le soubassement soit significatif et en même temps plausible dans la réalité. Ajoutons que cette hypothèse est justifiée, car lors de la modélisation de l'anomalie de Bouguer résiduelle, seules les anomalies de courte et de moyenne longueur d'onde sont considérées. Celles-ci sont principalement associées aux sources superficielles dont la profondeur ne dépasse pas approximativement les 10 kilomètres.

V-7-a-vi. Extension des profils gravimétriques

De façon à éviter les effets de bordure, tous les profils ont été étendus à environ 100 kilomètres des deux côtés des structures à modéliser.

V-7-b. Résultats des modélisations gravimétriques suivant des coupes E-W à travers le massif de Millevaches

Les modélisations 2D ont été réalisées à l'aide du logiciel GM-SYS de GEOSOFT à partir de la carte d'anomalie résiduelle. Bien que les points de mesure du champ de pesanteur soient peu espacés (1 à 2 points par km²), les profils effectués ne recoupent pas nécessairement les points de mesure. L'anomalie gravimétrique mesurée correspond dans ce cas à une extrapolation des points. Ceci permet d'expliquer dans certains cas la présence d'un creux ou d'une bosse localisée de faible extension, et difficilement modélisable.

La construction des modèles se fait en plusieurs étapes successives. Pour simplifier : à partir des informations dont on dispose, on fabrique les corps des différentes unités géologiques à modéliser que l'on place le long du profil en fonction de leurs limites d'affleurement. (Le stylet que l'on utilise lors de la construction du modèle est directement relié à la carte géologique du million de la France numérisée). Les unités qui n'apparaissent pas à l'affleurement sont positionnées en fonction des informations géophysiques que l'on a. On attribue une valeur de densité à chacun des corps, et on les déforme : (i) selon la connaissance géologique disponible et (ii) de façon à ajuster l'effet du modèle avec l'anomalie mesurée.

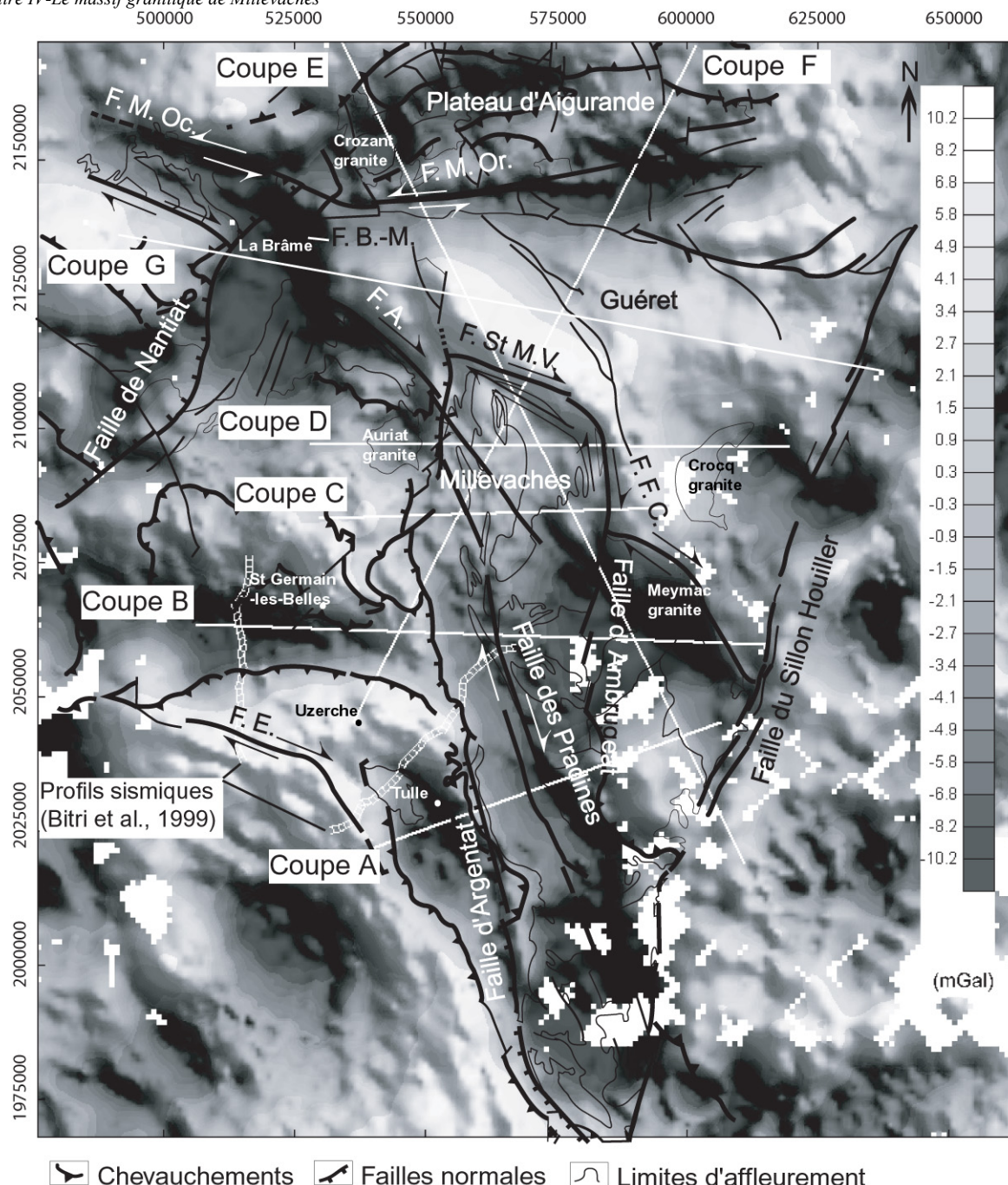


FIG. IV-13 – Localisation des coupes de modélisation gravimétriques sur la carte d'anomalie de Bouguer résiduelle de la partie nord-ouest du Massif Central. F. E. : Faille d'Estivaux. F. F. C. : Faille de Felletin-La Courtine. F. St M. V. : Faille de St Michel de Veisse. F. A. : Faille d'Arrènes. F. M. Oc. : Faille de la Marche Occidentale. F. M. Or. : Faille de la Marche Orientale.

V-7-b-i. Coupe A (Fig. IV-14)

Le profil A est orienté E-W à NE-SW. Il est situé légèrement plus au sud que le profil sismique profond d'Argentat et recoupe l'antiforme de Tulle et l'extrémité est de la synforme d'Uzerche (Fig. IV-13). D'ouest en est, le granite de Millevaches s'épaissit de 1,5km à 3km. Immédiatement à l'est du décrochement dextre des Pradines, l'anomalie négative reste faible ce qui suggère la présence de masse granitique sous les micaschistes affleurant. Plus à l'est, l'anomalie augmente progressivement et devient positive à l'aplomb des unités gneissiques. Elle diminue à nouveau sous l'influence du granite d'Ussel.

A l'ouest du Millevaches, l'anomalie augmente à l'approche des roches de haute pression caractérisées par une forte densité ($2,80 \text{ g/cm}^3$) puis diminue au niveau de l'antiforme de Tulle du fait de la présence de leucogranite (Roig *et al.*, 1998; Bellot, 2001) dont l'épaisseur peut être modélisée à 4 km.

V-7-b-ii. Coupe B (Fig. IV-14)

Ce profil gravimétrique E-W est situé au centre du massif de Millevaches et recoupe le granite porphyroïde de Meymac (Fig. IV-13). A l'extrémité est du massif, l'intensité de l'anomalie gravimétrique est fortement négative ce qui sous entend un fort épaississement de granite. Les explorations

minières ont mis en évidence la présence d'un granite enfoui appelé « granite de Neuf Jours » (Burnol *et al.*, 1980) qui contribue en grande partie à cette anomalie. Les granites de Meymac et de Neuf Jours sont modélisés comme un corps magmatique unique de 6 à 7 km d'épaisseur. Compte tenu de l'épaisseur moyenne des granites de Millevaches entre 3 à 4 km suivant ce profil, la limite entre les deux granites pourrait être envisagée à cette profondeur (voir pointillés sur la coupe B). Cette zone n'est pas interprétée en tant que zone d'enracinement pour les granites de Millevaches.

L'épaisseur des granites du Millevaches diminue progressivement en se déplaçant vers l'ouest pour atteindre 2 à 2,5 km. Au niveau de la faille d'Argentat, l'anomalie résiduelle croît sous l'influence des gneiss à biotite-sillimanite. Cependant, la présence d'une lame de granite au mur de la faille d'Argentat est indispensable pour ajuster l'anomalie. Cette géométrie se confirme sur l'ensemble des profils E-W du Millevaches.

Vers l'ouest, malgré la présence d'unités gneissiques d'assez forte densité, l'anomalie gravimétrique diminue de façon significative. La présence d'un dôme granitique à 8km de profondeur sur le profil sismique de Laurières (Bitri *et al.*, 1999) permet de modéliser cette anomalie.

V-7-b-iii. Coupe C (Fig. IV-14)

Cette coupe orientée E-W, recoupe à l'ouest du Millevaches, la synforme de St Germain-les-Belles et à l'est la zone de cisaillement de Felletin-la Courtine (Fig. IV-13). L'anomalie gravimétrique résiduelle est symétrique de part et d'autre du massif granitique de Millevaches. Comme nous l'avons déjà mis en évidence par la méthode d'inversion (§ V-5), les granites du Millevaches s'épaississent progressivement vers l'est pour atteindre une profondeur de 3km. Des anomalies secondaires de courte longueur d'onde reflètent de légères variations de densité dans les granites, ou des variations de profondeur du plancher des granites du Millevaches. Par commodité c'est ainsi que nous l'avons dessiné.

De part et d'autre du massif de Millevaches, l'anomalie de Bouguer augmente : à l'ouest, les gneiss de haute pression (éclogites) de St Germain-les-Belles et à l'est, les anatexites à cordiérite et les gneiss à biotite-sillimanite sont les causes de ces anomalies de densité.

V-7-b-iv. Coupe D (Fig. IV-14)

La coupe D (Fig. IV-13) modélise au nord le massif de Millevaches, comme un laccolite de 1 à 2 km d'épaisseur.

A l'ouest de la faille d'Argentat, l'anomalie gravimétrique diminue fortement au dessus du granite d'Auriat modélisé comme un laccolite de 3,5 km de profondeur. La différence observée entre l'épaisseur des granites du Millevaches et le granite d'Auriat pourrait être expliqué par le jeu normal de la faille d'Argentat qui induit une remontée du Millevaches par rapport aux unités Limousines.

A l'est du Millevaches, l'anomalie gravimétrique augmente rapidement avec les affleurements d'anatexites à cordiérite, puis diminue progressivement vers l'est, avec la présence des granites de Guéret qui s'épaississent à l'aplomb du granite de Crocq. Celui-ci atteint environ 4 km d'épaisseur maximum.

V-7-b-v. Conclusion sur les profils gravimétriques modélisés à travers le massif de Millevaches

L'ensemble de ces quatre profils gravimétriques confirment les résultats obtenus par l'observation de la carte d'anomalie résiduelle de Bouguer (§V-3-b) et l'inversion du champ gravimétrique (§V-5) qui permettent d'interpréter le Millevaches comme un laccolite de faible épaisseur variant d'ouest en est de 1,5 km à 3 ou 4 km.

L'inclinaison apparente du plancher des granites du Millevaches vers l'est est probablement liée au jeu normal de la faille d'Argentat qui bascule le massif. Cette hypothèse est cohérente avec le profil sismique Argentat (Bitri *et al.*, 1999) qui montre un décalage vertical du bloc Millevaches par rapport aux unités gneissiques du Limousin. Le résultat des profils gravimétriques est en bon accord avec l'interprétation des deux profils sismiques de Bitri *et al.* (1999). Les modèles gravimétriques confirment parfaitement les épaisseurs des différentes unités de gneiss ainsi que l'existence d'un dôme anatectique granitique dans l'antiforme de Meuzac.

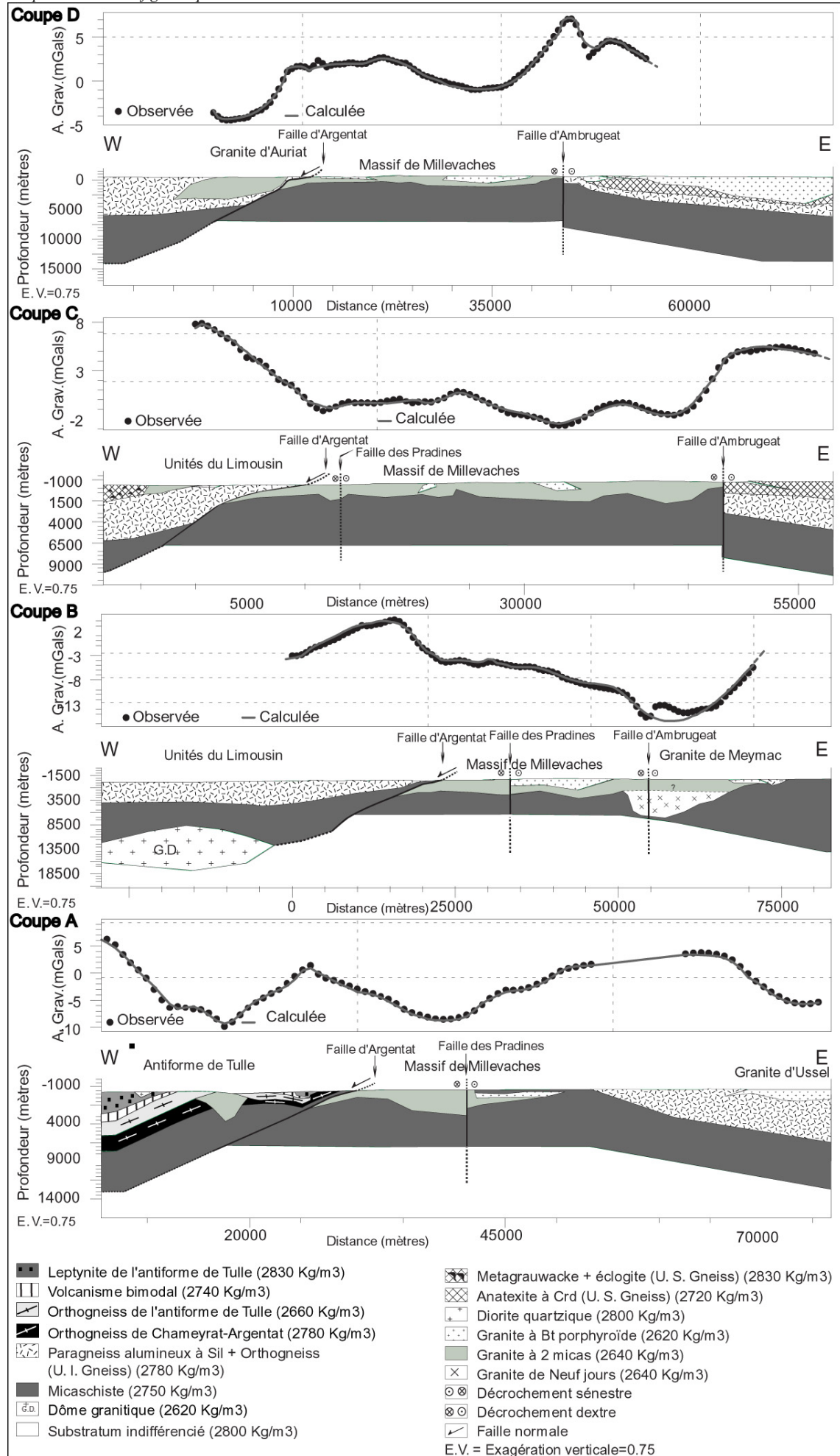


FIG. IV-14—Modélisations gravimétriques suivant des coupes E-W à travers le massif de Millevaches.

V-7-c. Résultats des modélisations gravimétriques régionales

Trois autres profils gravimétriques régionaux permettent de comparer le massif de Millevaches avec les autres plutons granitiques de la région, mais aussi de mieux comprendre leurs relations avec les unités géologiques environnantes.

Les deux premiers sont orientés suivant un axe N-S depuis le plateau d'Aigurande jusqu'au Millevaches. Le troisième de direction E-W traverse les massifs de la Brême et de Guéret. Sur ces trois profils, ainsi que sur les quatre premiers, la modélisation gravimétrique respecte la cohérence géométrique concernant la profondeur des interfaces.

V-7-c-i. Profil E (Fig. IV-15)

Le profil E orienté NNW-SSE, débute au niveau du leucogranite de Crozant dans le plateau d'Aigurande, traverse les granites de Guéret et de Millevaches, se poursuit au SE vers le granite de Meymac et se termine près du Sillon Houiller (Fig. IV-13).

La partie centrale du profil met en évidence une forte anomalie positive en désaccord avec la faible densité des granites de Guéret (autour de 2,62 ; 2,64 g/cm³). Cette anomalie nécessite une faible épaisseur de granite de Guéret de moins de quelques centaines de mètres. La présence systématique des anatexites à cordiérite au mur du granite de Guéret ne suffit pas pour ajuster l'anomalie de grande longueur d'onde au dessus du massif. Il est donc indispensable d'évoquer l'existence d'une source profonde de forte densité. Un modèle possible permettant d'ajuster correctement l'anomalie observée, consiste à placer un corps très dense de 3,1 g/cm³ et d'un kilomètre d'épaisseur sous le massif entre 4 et 5 km de profondeur. En plan horizontal, ce corps présente une forme ellipsoïdale WNW-ESE semblable à l'anomalie de Bouguer résiduelle de la carte (Fig. IV-11) au centre du massif du Guéret. L'intensité de cette anomalie est comparable à celle des synformes d'Uzerche et de St Germain-les-Belles où affleurent des roches de très haute pression de forte densité à 3,1 g/cm³. Cette proposition d'une présence de roches de haute pression type éclogite dans le massif de Guéret, est renforcée par la signature magnétique positive de ce secteur observée sur la carte du levé aéromagnétique (FIG. IV-5).

Au nord du profil, le décrochement sénestre de la Marche sépare le plateau d'Aigurande du massif de Guéret plus au sud (Fig. IV-1a). L'ensemble des plutons leucogranitiques d'Aigurande dont le pluton de Crozant, présentent des relations spatiales avec ce grand décrochement. En accord avec les travaux antérieurs de modélisation gravimétriques de Dumas et al. (1990) sur l'ensemble de ces plutons, le leucogranite de Crozant d'environ 2 kilomètres d'épaisseur s'enracine au SE contre la faille de la Marche.

Au sud du massif de Guéret, comme sur les modélisations gravimétriques précédentes, le massif de Millevaches présente une faible épaisseur qui varie de 1 à 4 km de profondeur du nord vers le sud.

A l'extrême sud du profil, la forte diminution de l'anomalie gravimétrique résiduelle correspond, comme

sur le profil B, au granite porphyroïde de Meymac et au granite de Neuf Jours enfoui.

Plus au sud, l'anomalie augmente avec l'affleurement des unités métamorphiques para-autochtone.

V-7-c-ii. Profil F (Fig. IV-15)

Le profil gravimétrique régional F orienté NNE-SSW, s'étend depuis l'est du plateau d'Aigurande, traverse les massifs granitiques de Guéret et de Millevaches et se termine au SW à proximité d'Uzerche (Fig. IV-13). Ce profil recoupe les coupes gravimétriques C, D et E décrites précédemment. Il permet : i) de confirmer la géométrie d'ensemble des unités profondes et superficielles, ii) de réaffirmer la faible épaisseur de granite de Guéret et la nécessité de rajouter un corps de forte densité entre 4 et 5 kilomètres de profondeur sous les granites.

Dans le plateau d'Aigurande, la faible anomalie implique l'existence d'un granite en profondeur sous les micaschistes affleurant au nord de la faille de la Marche. La masse granitique modélisée fait 4 kilomètres d'épaisseur au nord de la faille de la Marche. Son toit est horizontal mais son plancher incliné forme un coin vers le NE.

Dans la partie sud, le profil recoupe la partie NW des granites du Millevaches dont l'épaisseur n'excède pas ici 1,5 km.

V-7-c-iii. Profil G (Fig. IV-15)

Cette coupe gravimétrique orientée E-W, recoupe d'ouest en est les unités de la Gartempe, le massif leucogranitique de la Brême et le massif de Guéret (Fig. IV-13). L'allure générale du profil reflète des roches d'assez forte densité, excepté au dessus des leucogranites de la Brême où l'anomalie gravimétrique présente un creux significatif. Celui-ci est modélisé par un laccolite de 4 kilomètres d'épaisseur. Il apparaît deux fois plus épais que dans le modèle d'inversion proposé par Audrain et al. (1989). De part et d'autre du granite de la Brême, l'anomalie résiduelle est positive : à l'ouest, elle correspond aux unités de la Gartempe de forte densité et à l'est aux anatexites à cordiérite et surtout au corps dense supposé (3,1 g/cm³). Sur cette coupe, les granites de Guéret quasi inexistantes, commencent à s'épaissir à l'approche du Sillon Houiller.

V-7-c-iv. Conclusion

L'étude gravimétrique permet de proposer une modélisation de la structure du massif de Millevaches et de préciser certaines de ses relations avec les unités métamorphiques du Limousin.

Les granites du massif de Guéret, du massif de Millevaches, du plateau d'Aigurande et de la Marche ainsi modélisés ne présentent pas la même forme.

La forme des plutons de Crozant, Orsennes, Méasnes et le Crevant (Dumas et al., 1990) n'est pas sans rappeler celle des leucogranites mis en place le long du décrochement sud Armoricaïn (Berthé *et al.*, 1979; Vignerresse et Brun, 1983; Martelet *et al.*, 2004). Leur forme suggère une structure diapirique avec une zone d'enracinement bien exprimée localisée dans la faille.

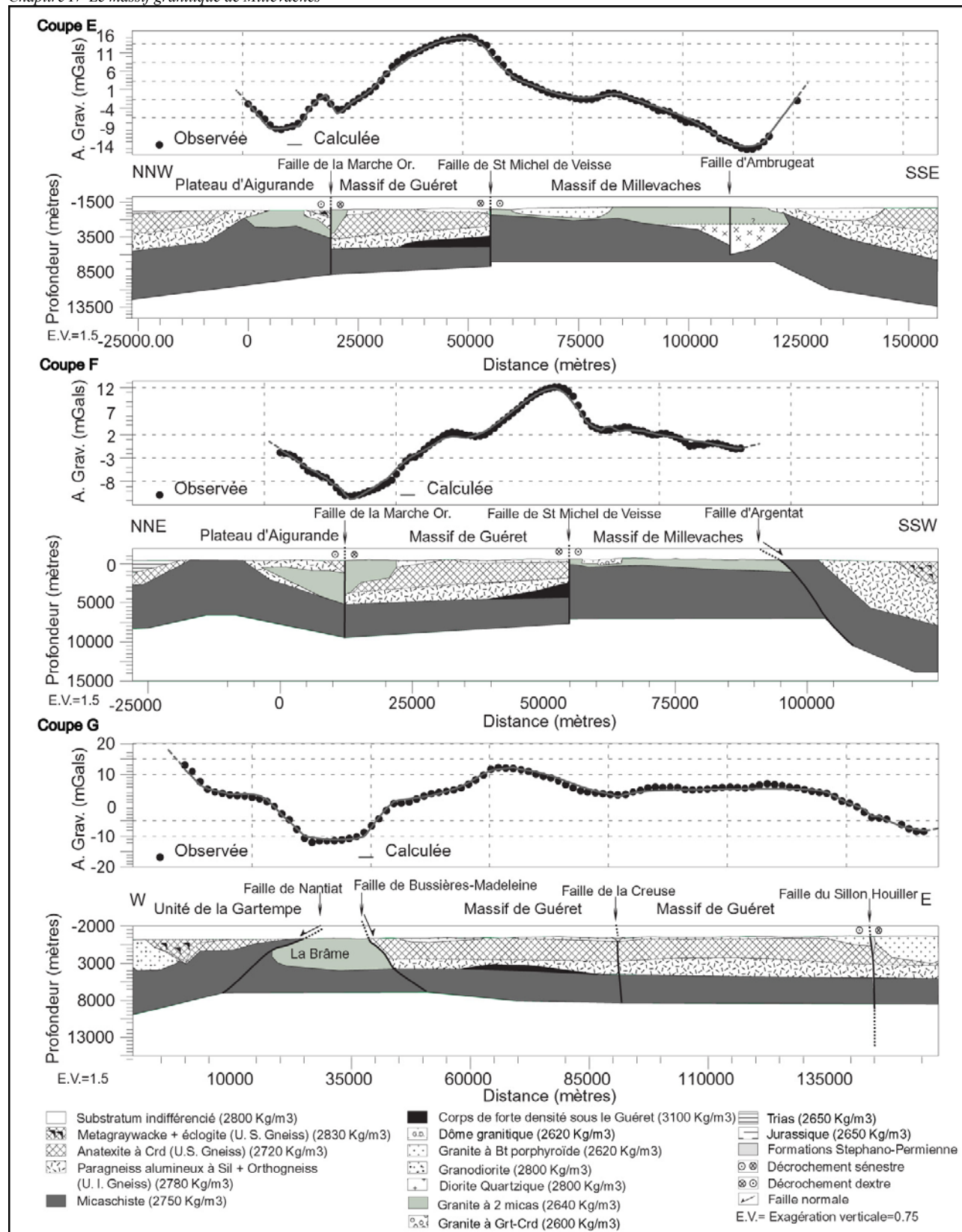


FIG. IV-15– Modélisations gravimétriques à l'échelle régionale.

Cette géométrie est différente de celle des granites de Millevaches et de Guéret peu épais mais très étendus où les zones de racines sont cachées.

Le modèle Millevaches sera envisagé après l'étude A.S.M..

VI. Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A. S. M.) appliquée au massif granitique de Millevaches

Les principes de l'étude de l'A. S. M. sur les massifs granitiques ainsi que le traitement des données est exposé au Chapitre II « Méthodologie » § III.

Le massif de Millevaches est affecté par de grandes zones de cisaillement ductiles qui sont responsables de l'orientation N-S du massif. La détermination de la fabrique des granites du Millevaches apportera i) des informations sur les déformations subies par les magmas lors de leur mise en place et montrera ii) le rôle significatif joué par les failles dans la structuration interne des granites.

Ces granites ont longtemps été interprété comme des diapirs traversant la pile de nappes métamorphiques (Lameyre, 1982, 1984 ; Duthou et Floc'h, 1989). Notre étude gravimétrique remet en cause ce concept et permet de modéliser le massif de Millevaches comme un laccolite de 1,5 à 4 km de profondeur du nord vers le sud. Les données obtenues par Jover (1986) sur les granites de la partie nord du massif mettent en évidence des linéations et foliations magnétiques sub-horizontales cohérentes avec une géométrie laccolitique. En complément des données de Jover (1986), l'acquisition des fabriques magnétiques dans les granites des parties centre et sud du Millevaches a été réalisée dans le but de confirmer la structuration en lame horizontale des granites du Millevaches.

Couplé à l'étude gravimétrique, l'A.S.M. permettra d'affiner la cinématique des failles qui affectent le massif de Millevaches et de préciser son mode de mise en place.

VI-1. Méthode d'échantillonnage (Fig. IV-16)

L'étude A.S.M. nécessite d'effectuer un échantillonnage régulier du massif granitique à étudier. Le choix de la maille se fait en fonction de la dimension du massif, de sa structuration (il n'est pas nécessaire d'insister dans les zones très déformées où la fabrique du granite est visible à l'œil nu), des conditions d'affleurement et de leur qualité. Pour notre étude, nous avons prélevé 700 carottes réparties sur 105 sites régulièrement espacés dans les parties centre nord et sud du massif de Millevaches.

Le prélèvement des échantillons se fait par forage à l'aide d'une sondeuse portative qui permet à l'aide d'un foret à diamant d'obtenir des carottes de 3 à 7 cm de longueur et de 2,5 cm de diamètre. Pour chaque site d'échantillonnage, on essaie de prélever entre 5 et 10 carottes de façon à obtenir une bonne moyenne statistique. Chacune d'entre-elles est orientée par rapport au Nord magnétique à l'aide d'une boussole et d'un orientomètre (Fig. IV-16).

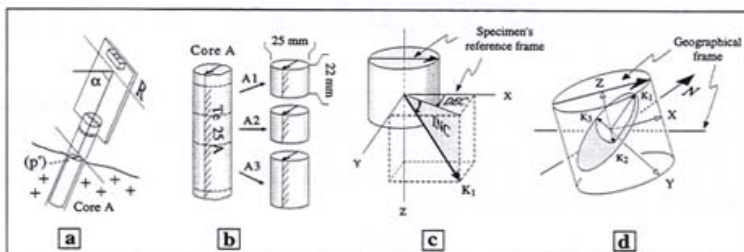


FIG. VI-16 – Procédure d'échantillonnage pour mesure d'anisotropie de la susceptibilité magnétique d'après BOUCHEZ (1997). a : Orientation de l'échantillon : R : Direction de l'horizontale du plan perpendiculaire au plan vertical P' passant par l'axe de la carotte. α : Plongement de la carotte. b : Carotte orientée extraite et échantillons correspondants. c : Orientation de l'axe K1, de l'ellipsoïde d'ASM dans le repère de l'échantillon. d : Orientation de l'ellipsoïde d'ASM dans le repère de l'échantillon et dans le repère géographique.

On repère l'azimut du plan et le plongement de la carotte. Quand le temps le permet, nous mesurons l'azimut magnétique mais également celui du soleil. La différence entre les deux, dans notre secteur, est négligeable ($<5^\circ$). L'échantillonnage a principalement été effectué sur des granites à biotite porphyroïdes et sur des granites à deux micas (leucogranite). Quelques prélèvements sur des granites à grenat-cordierite ont été faits. De retour au laboratoire, les échantillons sont sciés suivant une taille conventionnelle permettant de les mesurer dans l'appareil (2,5 de diamètre sur 2 cm de long).

VI-2. Minéralogie magnétique

La susceptibilité magnétique varie selon la nature des minéraux (voir Chapitre II, §III-2). Dans toute étude de l'A. S. M., il est indispensable de connaître le ou les minéraux porteurs de l'aimantation magnétique. Le but de cette approche est d'estimer la part de la contribution de chacun (minéraux ferromagnétiques ou paramagnétiques, etc...) dans la susceptibilité magnétique. Plusieurs techniques propres aux études de magnétisme des roches peuvent être utilisées telles que la susceptibilité totale, l'aimantation rémanente naturelle, le thermomagnétisme ou la courbe de mesure d'hystérésis. Quelle que soit la méthode choisie, une étude minutieuse au microscope pétrographique est indispensable.

Nos mesures ont porté uniquement sur trois types de granites :

- Les granites à deux micas sont constitués par le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz, la biotite et la muscovite. Ces deux dernières représentent les phases principales paramagnétiques. Dans certains échantillons peuvent apparaître quelques sillimanites.
- Les granites à biotite porphyroïdes présentent du feldspath potassique, du plagioclase, du quartz et de la biotite.
- Quelques mesures ont été testées sur les leucogranites à feldspath potassique, plagioclase, quartz, grenat, cordierite et opaques.

Les phases principales ferromagnétiques porteuses de l'aimantation sont la biotite et la muscovite.

Pour déterminer les minéraux porteurs de l'aimantation, nous avons appliqué à chaque type d'échantillon la mesure de la courbe d'hystérésis magnétique. Cette méthode consiste à mesurer les variations du moment magnétique d'un échantillon placé dans un champ magnétique. Les variations du moment magnétique diffèrent suivant le type d'aimantation porté par les minéraux constitutifs de l'échantillon. Les minéraux paramagnétiques (les micas par exemple) présentent des variations linéaires qui sont réversibles dans un champ croissant et décroissant à l'inverse des ferromagnétiques qui dessinent une courbe d'hystérésis.

Nos mesures (Fig. IV-17) ont été faites au laboratoire paléomagnétique de St Maur (Paris).

La relation entre le moment magnétique induit et le champ magnétique est linéaire, et identique pour une augmentation et une diminution du champ quel que soit

le type d'échantillon analysé. Nous déduisons par conséquent, que les mesures d'anisotropie de susceptibilité magnétique sont associées en toute confiance à la sous fabrique des micas (biotite et muscovite).

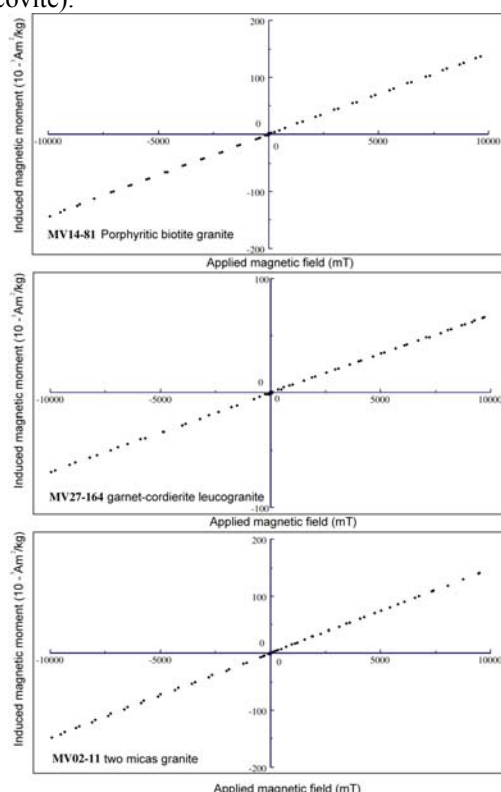


FIG. IV-17 – Courbes d'hystérésis du moment magnétique en fonction du champ magnétique.

VI-3. Les paramètres scalaires de l'A. S. M.

Les mesures A.S.M. donnent accès aux différents paramètres scalaires tels que la susceptibilité magnétique (Km), le degré d'anisotropie (P') et le paramètre de forme (T). Km permet d'apprécier certaines caractéristiques de la minéralogie des granites. P' et T renseignent sur le champ de déformation des différents types de granite.

VI-3-a. La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique moyenne (BMS) a été mesurée à l'aide du susceptomètre Kappabridge KLY-3S (Chapitre II, § III-3.).

La BMS des granites à deux micas est plus faible que celle associée aux granites à biotite porphyroïdes. L'histogramme des susceptibilités magnétiques montre une distribution asymétrique uni-modale variant de 10 à $180 \cdot 10^{-6}$ SI avec une valeur moyenne de $60 \cdot 10^{-6}$ SI (Fig. IV-18).

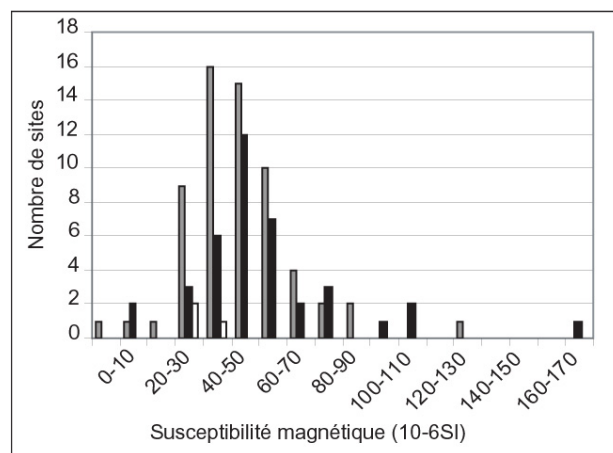


FIG. IV-18 – Histogramme de susceptibilité magnétique des sites ASM. En noir : Granites à biotite porphyroïdes. En gris : Granites à deux micas. En blanc : Leucogranites à Grt-Crd.

Ces valeurs de faible intensité confirment l'absence de minéraux ferromagnétiques et ferrimagnétiques dans l'ensemble des granites du Millevaches. La biotite et la muscovite sont donc bien les minéraux porteurs de l'aimantation. Bien que la quantité de fer dans les muscovites soit bien inférieure à celles des biotites, (entre 19% et 24,5% pour les biotites contre 1,5% pour les muscovites), elle est suffisante pour induire une susceptibilité magnétique (tableau, annexe 5).

Le test effectué sur les trois échantillons de leucogranites à Grt-Crd montre également une susceptibilité magnétique peu importante (entre $35,2 \cdot 10^{-6}$ SI et $47,3 \cdot 10^{-6}$ SI) liée au faible pourcentage de biotite dans l'échantillon.

VI-3-b. Les différents diagrammes P'-T, P'-Km et T-Km

VI-3-b-i. Le diagramme P'-T

Pour décrire la forme de l'ellipsoïde A. S. M. et le degré d'anisotropie, nous avons reporté les valeurs du paramètre de forme T en fonction du degré d'anisotropie P (Jelinek, 1978 and 1981; Hrouda, 1982) des trois types d'échantillons (Fig.IV-19). Les granites à biotite porphyroïdes et les granites à deux micas présentent le même type de fabriques magnétiques. La majorité des sites de l'ensemble des granites présentent d'assez faible valeur du degré d'anisotropie (<10%) typique des granites « paramagnétiques » où P' % excède rarement 10%.

La distribution des paramètres T et P' montre une répartition homogène entre les ellipsoïdes (en cigare ou en galette) qui suggère une mise en place des deux types de granites dans le même contexte tectonique.

Pour Stussi et Cuney (1990), d'après les observations structurales dans la carrière de Boucheron, à l'ENE de Péret-bel-air (Fig. IV-1a), la mise en place des deux magmas est contemporaine.

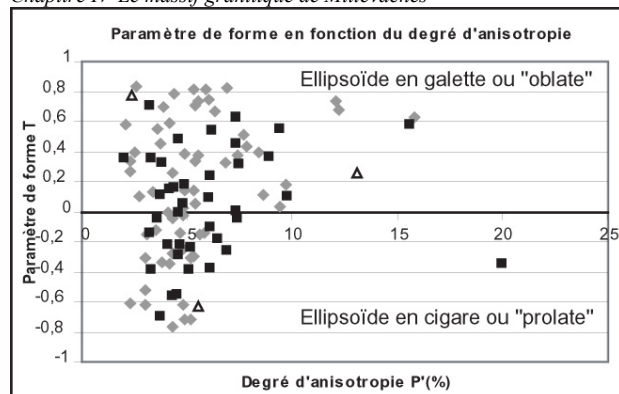


FIG. IV-19 – Paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie. Carrés noirs : Granites à biotite porphyroïdes. Losanges gris : Granites à deux micas. Triangles blancs : Leucogranites à Grt-Crd.

VI-3-b-ii. Le diagramme P' -Km et T-Km

Ces diagrammes permettent d'évaluer l'effet de la minéralogie magnétique (nature et teneur des différents porteurs magnétiques) sur la forme de l'ellipsoïde (paramètre T) et sur son excentricité (paramètre P').

Le diagramme P' -Km (Fig. IV, 20), montre que le degré d'anisotropie est d'autant plus élevé que la susceptibilité est faible que ce soit pour les granites à deux micas ou les granites à biotite porphyroïdes. On note cependant une moyenne où l'ensemble des granites montrent de faibles valeurs de P' (~5%) pour des susceptibilités moyennes autour de $50 \cdot 10^{-6} \text{SI}$.

Le diagramme T-Km (Fig. IV, 21) montre une distribution homogène des points de part et d'autre de l'ellipsoïde en cigare ou en galette. La susceptibilité moyenne est constante (autour de $50 \cdot 10^{-6} \text{SI}$) et le paramètre T couvre tout le champ de variation des ellipsoïdes de forme.

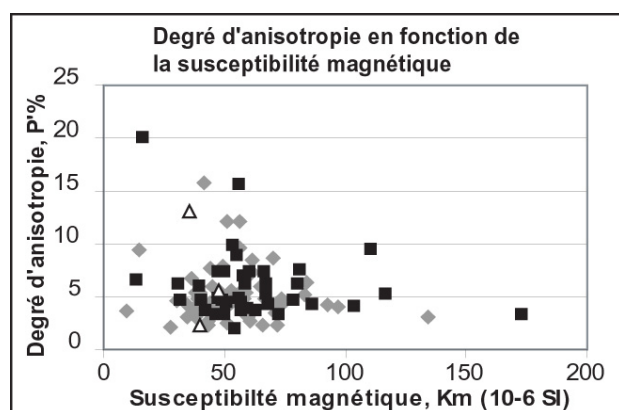


FIG. IV-20 – Degré d'anisotropie en fonction de la susceptibilité magnétique. Carrés noirs : Granites à biotite porphyroïdes. Losanges gris : Granites à deux micas. Triangles blancs : Leucogranites à Grt-Crd.

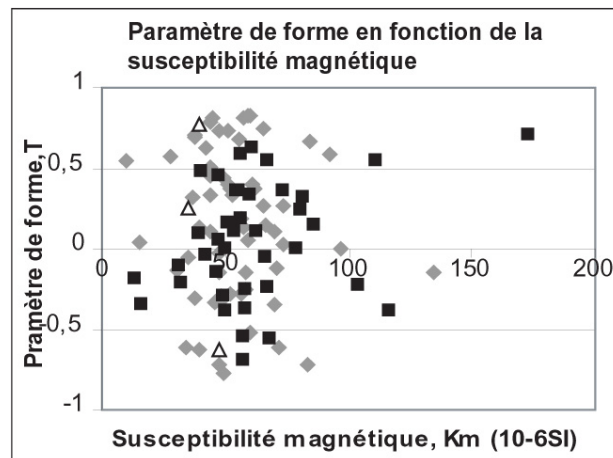


FIG. IV-21 – Paramètre de forme en fonction de la susceptibilité magnétique. Carrés noirs : Granites à biotite porphyroïdes. Losanges gris : Granites à deux micas. Triangles blancs : Leucogranites à Grt-Crd.

VI-3-c. Les cartes de répartition géographique du paramètre de forme et du degré d'anisotropie

La répartition géographique du paramètre de forme T (Fig. IV-22) montre que l'ellipsoïde de susceptibilité en galette est bien défini au nord du massif de Millevaches, le long du décrochement ductile dextre de St Michel de Veisse, avec $T > 0.35$ et entre Eymoutiers et Peyrelevade avec $0 < T < 0.35$. La majorité des données A. S. M sur ce territoire a été acquise par Jover en 1986. L'ellipsoïde de susceptibilité en forme de cigare est marqué le long du décrochement dextre des Pradines avec un $T < -0.35$ et à l'Est de celui-ci ($-0.35 < T < 0$). Ces observations sont en accord avec les linéations magnétiques sub-horizontales orientées NW-SE à N-S dans ce secteur.

L'ellipsoïde en cigare est également représenté au niveau de la prolongation nord de la faille des Pradines, à l'Est ($-0.35 < T < 0$) et au NNE ($T < -0.35$) d'Eymoutiers en accord avec les linéations NW-SE sub-horizontales ou plongeant au NW définies dans ce secteur.

Ce même type d'observation peut être décrite à l'Est de Bourganeuf, secteur caractérisé par un paramètre de forme $-0.35 < T < 0$.

La carte du paramètre d'anisotropie (Fig. IV-23) montre que plus de 90% des sites présentent un degré d'anisotropie relativement faible avec des valeurs n'excédant pas les 8% à 10%. Quelques sites (moins de 10%), principalement situés au nord du massif, en particulier, le long du décrochement de St Michel de Veisse indiquent que son activité a pu avoir une influence possible sur le paramètre P' .

Il est important de noter que la faille des Pradines et sa prolongation N-NW sont caractérisées par un faible degré d'anisotropie ($P' < 10\%$) suggérant que l'acquisition de l'anisotropie de susceptibilité magnétique s'est faite à l'état magmatique, pendant la mise en place des granites (Hargraves et al., 1991).

VI-4. Les fabriques magnétiques

Les axes principaux de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique définis par K_{\max} , K_{int} et K_{\min} sont déterminés pour chaque échantillon. Une moyenne pour chaque axe est calculée sur chaque site par la méthode statistique de Bingham (1964, voir tableau Annexe 5). K_{\max} et K_{\min} représentent respectivement la linéation magnétique et le pôle de la foliation magnétique. L'étude de la minéralogie magnétique (§VI-2.) a montré que la fabrique magnétique mesurée dans les granites du Millevaches correspond principalement à la sous-fabrique pétrographique des micas. La distribution spatiale de ces paramètres permet d'obtenir une cartographie des structures magmatiques à l'échelle du massif et d'imaginer, dans le cas d'une bonne cohérence directionnelle des structures à l'échelle du massif, un modèle cinématique.

IV-4-a. Résultats A.S.M. en projection stéréographique

Nous avons reporté les trois axes principaux de la susceptibilité magnétique en projection stéréographique pour chaque site avec un indice de confiance de 95% (Fig. IV-24 a et b). On distingue trois groupes de site : Le groupe I (52% des sites) pour lequel les trois axes sont parfaitement groupés (tableau Annexe 5, Fig. IV-24). Le groupe II (22% des sites) correspond aux sites où K_{\max} est bien défini par rapport à K_{int} et K_{\min} (tableau Annexe 5, Fig. IV-24). Enfin le groupe III (26% des sites) où inversement, c'est K_{\min} qui est mieux groupé par rapport aux deux autres (tableau Annexe 5, Fig. IV-24).

IV-4-b. Les linéations et foliations magnétiques

La carte des linéations magnétiques (Fig. IV-25) du massif de Millevaches met en évidence l'importance des linéations sub-horizontales orientées NW-SE dans les granites à deux micas et les granites à biotite porphyroïdes.

IV-4-b-i. Partie sud de l'étude

À l'est du décrochement ductile des Pradines, les linéations magnétiques bien définies sont orientées NW-SE et plongent faiblement, rarement plus de 30°.

Les foliations magnétiques également orientées NW-SE, ont un pendage qui varie entre 0 et 40°. Quelques sites seulement, à proximité des failles des Pradines et d'Ambrugeat (MV76, MV63 et MV23, Fig. IV-24b et IV-26), ont de fort pendage.

IV-4-b-ii. Partie centre de l'étude (au sud de la latitude du village de Millevaches)

Dans la continuité nord de la faille des Pradines, les linéations sub-horizontales présentent une direction NNW-SSE (Sites d'échantillonnage MV 77 - MV 78 - MV 34 - MV 35 - MV 36 - MV 37 - MV38 - MV 40 sur Fig. IV-24b et IV-25). En revanche, à l'est de cette faille, les linéations NW-SE prédominent.

La distribution des foliations magnétiques (Fig. IV-26) à l'échelle du massif est moins évidente. Leur

orientation est généralement parallèle aux bordures du massif. Au centre du massif, les plans de foliation sont peu pentés (<40°) excepté dans la continuité nord du décrochement des Pradines où le pendage de la foliation magnétique varie entre 90 et 45° (Fig. IV-26).

IV-4-b-iii. Partie nord de l'étude (latitude de Millevaches et Peyrelevade)

La répartition des linéations magnétiques est un peu plus aléatoire par rapport au sud mais trois directions majeures peuvent être distinguées.

Une linéation magnétique dominante orientée NW-SE et deux autres de direction N-S et NE-SW coexistent. La linéation magnétique NE-SW n'est observée que sur quelques affleurements de granite à deux micas localisés à l'W-NW du village de Millevaches (Sites MV3 - MV8 - MV10 - MV12 - MV79, FIG. IV-24 a). Ces sites particuliers sont associés à une susceptibilité magnétique de faible intensité (37.5, 44.9 et 44.3 x10⁻⁶ SI respectivement pour les sites MV 8, MV 12 et MV 79, voir tableau, Annexe 5) et d'une précision sur la donnée A. S. M. elle-même relativement faible avec $\alpha 95_{\max}$ sur K_{\max} à 32.5°, 25.5°, 28.1° et 29.4° pour les sites respectifs MV 3, MV 10, MV 12 et MV 79 (voir tableau, Annexe 5).

Les foliations magnétiques se répartissent en deux groupes :

Le premier groupe est caractérisé par une orientation NW-SE avec un pendage de 60° vers le NE au nord du décrochement des Pradines. Ce pendage diminue progressivement en se dirigeant vers la faille d'Argentat, à proximité d'Eymoutiers.

La mesure de ces foliations magnétiques est en accord avec les observations structurales de terrain, au niveau de la latitude de Treignac (Fig. IV-1b). Depuis le cœur de la faille des Pradines, la foliation des granites très redressée (> 50°) se suit sur 5 km d'épaisseur. En se dirigeant vers l'ouest, la foliation passe ensuite très rapidement à une foliation sub-horizontale avant Treignac. De Treignac jusqu'à la faille d'Argentat, les plans de foliation passent progressivement d'une foliation sub horizontale à une foliation inclinée de 30 à 40° vers le NW.

Le second groupe, situé à l'est des Pradines, montre une orientation NE-SW à E-W avec un pendage sub-horizontale. Les observations de terrain confirment également les mesures données par l'A. S. M. à l'est du décrochement des Pradines.

Jover qui a mesuré la fabrique des granites dans la partie nord du massif entre Royère-de-Vassivière et le décrochement de St Michel de Veisse, relie les linéations magnétiques horizontales et les foliations magnétiques verticales au faciès des granites à biotite porphyroïdes. Pour lui les linéations magnétiques NW-SE sont uniquement associés aux granites à deux micas. Nos mesures dans la partie plus au sud du massif, à l'est de la faille des Pradines, montrent cependant que les linéations sub-horizontales NW-SE existent aussi bien dans les granites à biotite porphyroïdes que dans les granites à deux micas.

Les foliations magnétiques à fort pendage se localisent parallèlement à la faille de St Michel de Veisse. A l'est de la faille, les plans de foliation se réorientent pour suivre la bordure du massif granitique. D'une orientation E-W à NW-SE dans le décrochement dextre de St Michel de Veisse, ils deviennent

progressivement N-S, et parallèles au décrochement dextre de Felletin-La Courtine (Fig. IV-26).

Au centre du massif, entre Royère-de-Vassivière et Eymoutiers, la foliation magnétique des granites à deux micas est orientée N-S avec un fort pendage ($>65^\circ$). Le même type d'observation a été fait au nord de Royère. Nous proposons que ces foliations magnétiques sub-verticales correspondent à la prolongation nord du décrochement des Pradines.

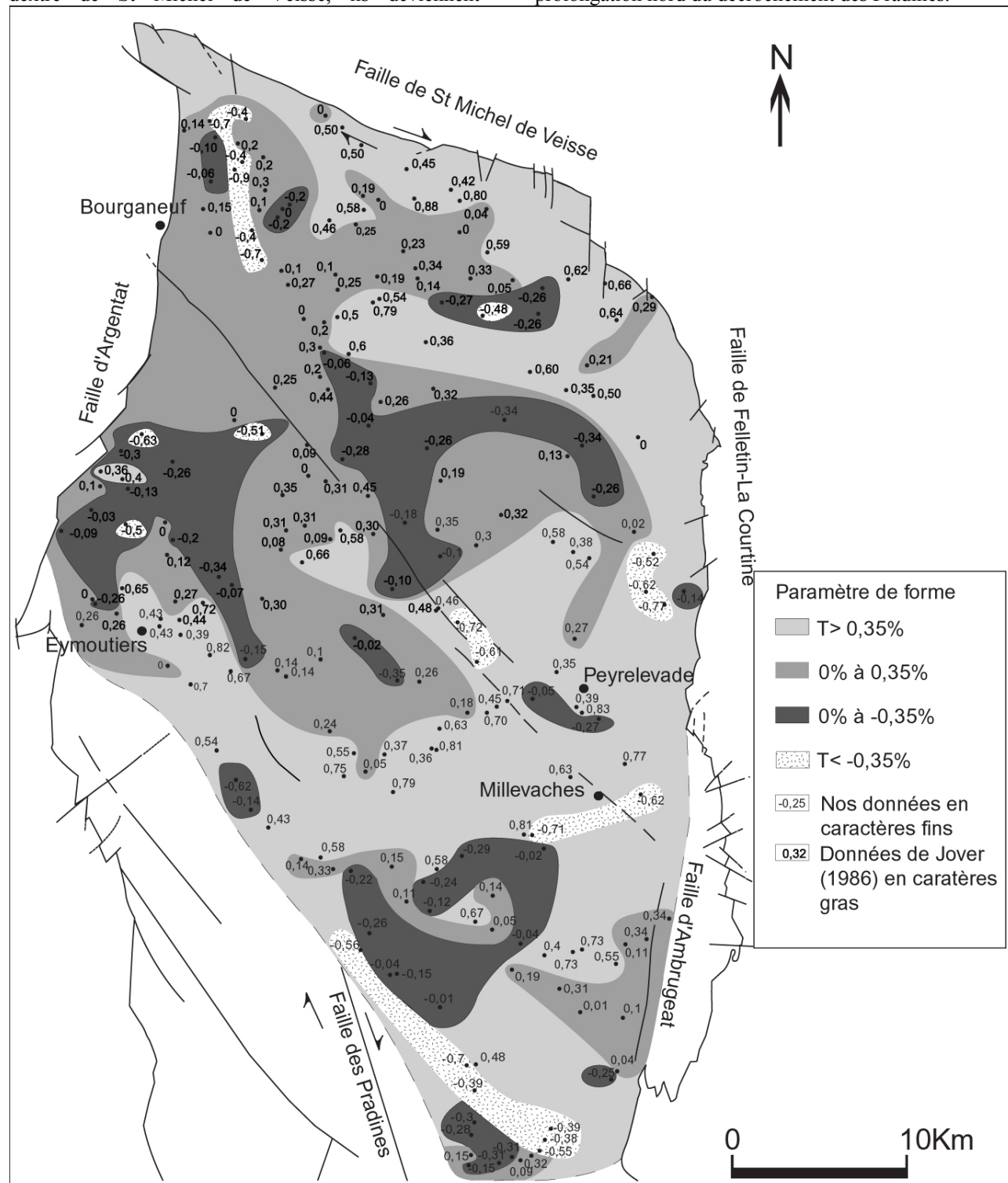


FIG. IV-22 – Répartition géographique du paramètre de forme T

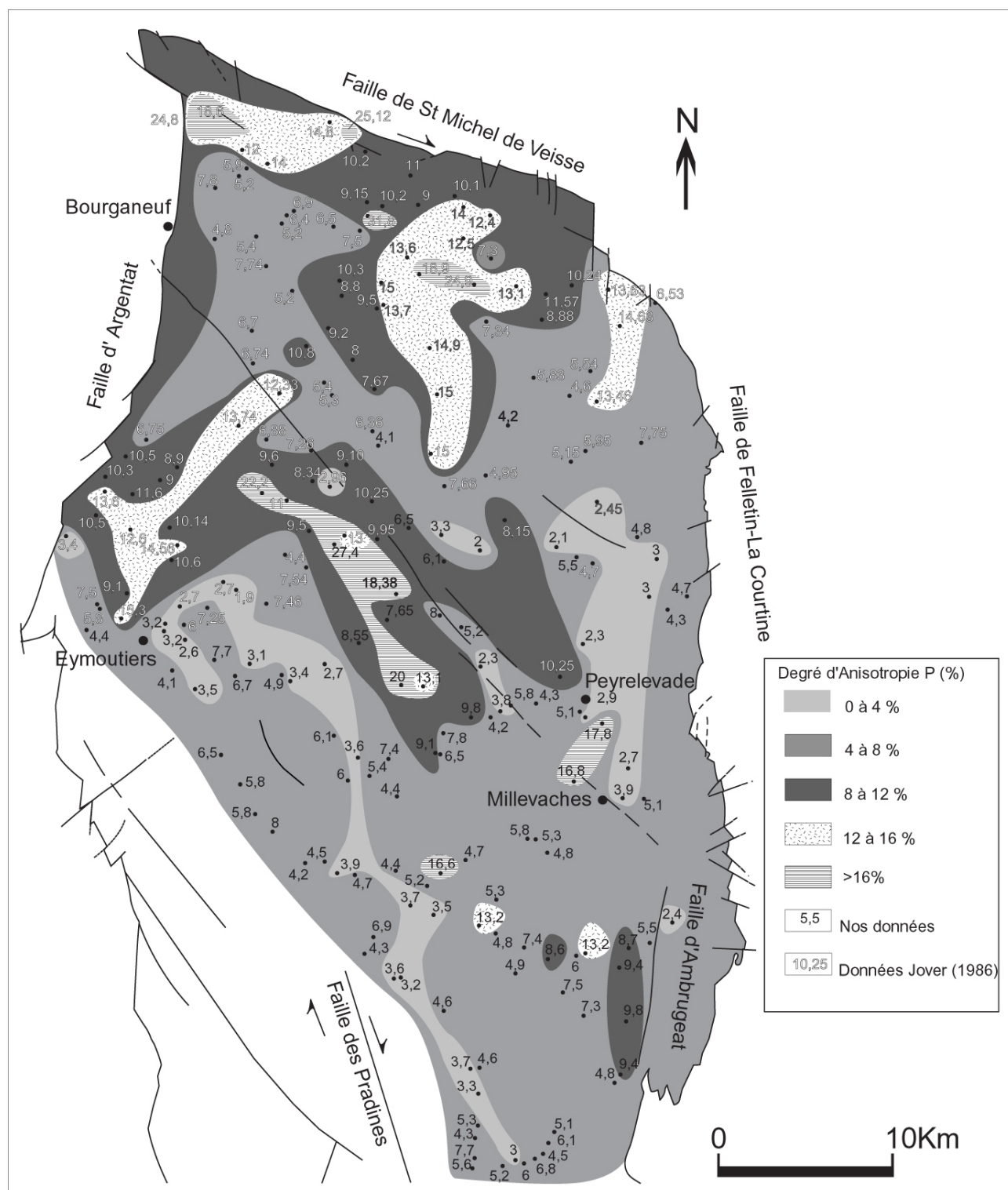


FIG. IV-23 – Carte du paramètre d'anisotropie P.

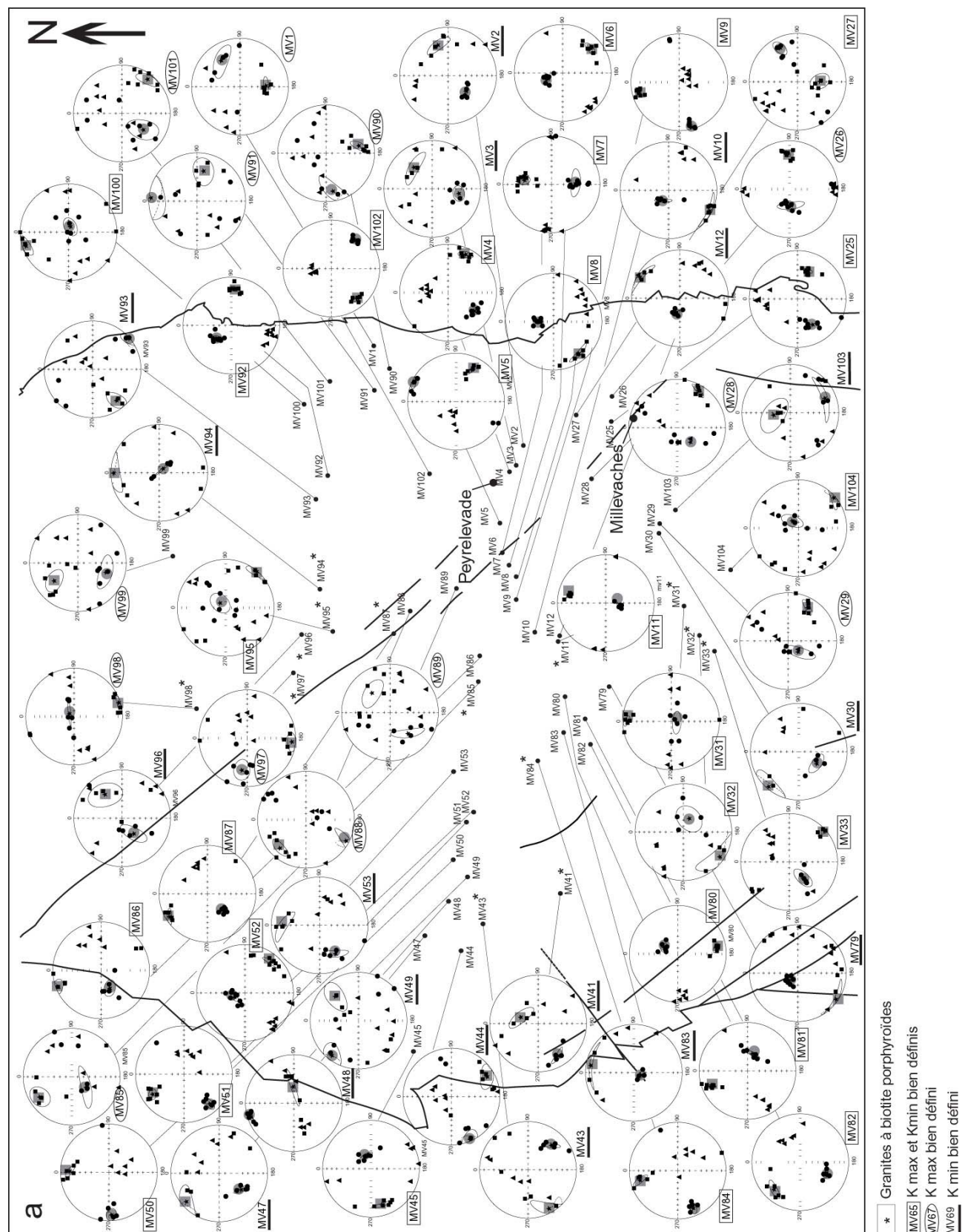


FIG. IV-24 a – Stéréogrammes des fabriques magnétiques de la partie Nord Millevaches.

Les trois axes principaux de l'ellipsoïde ($K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$) sont représentés respectivement par les carrés, les triangles et les cercles. Les petits symboles noirs représentent chacune des données obtenues sur un même site; les symboles gris de taille plus importante correspondent à la donnée moyenne du site.

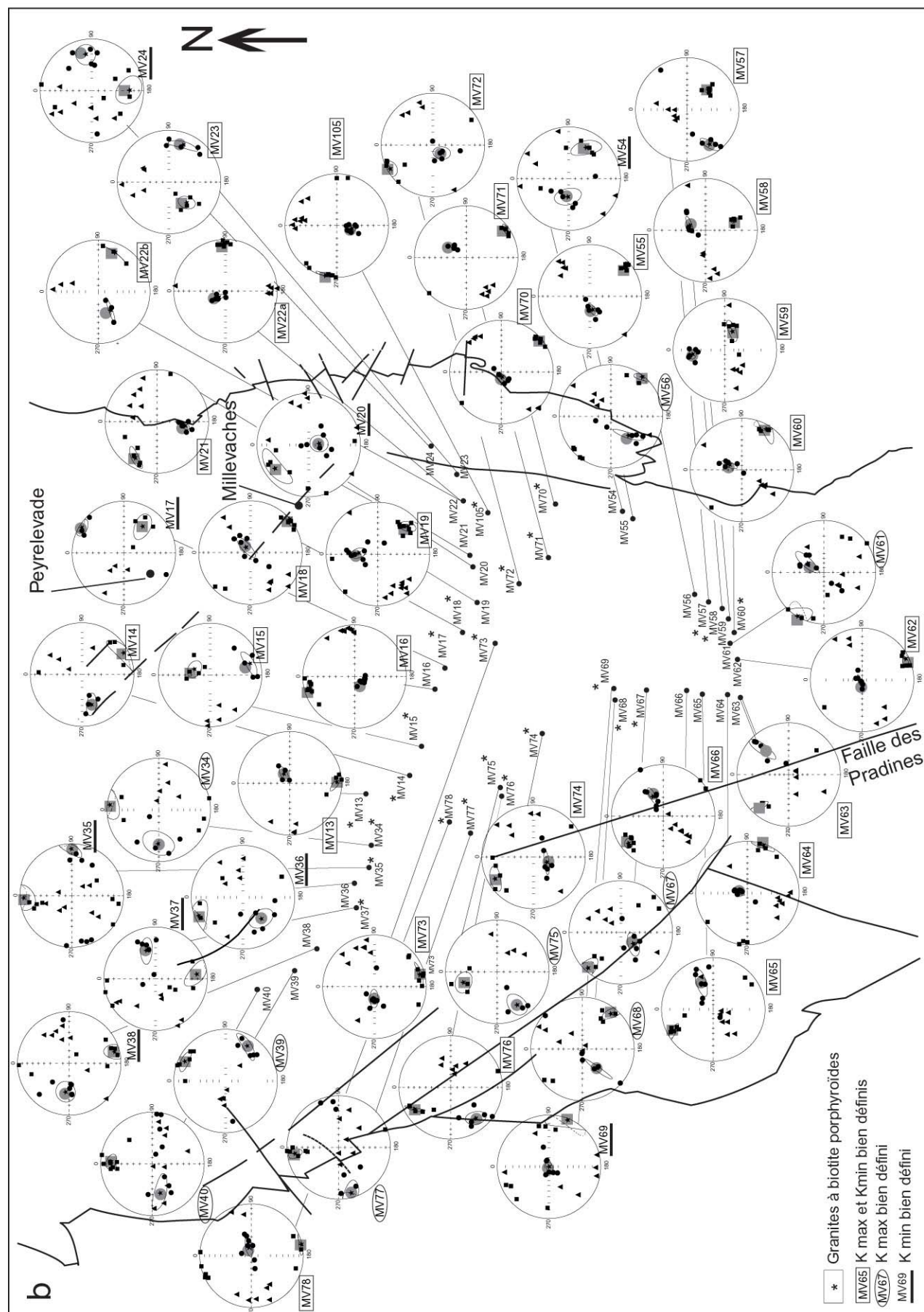


FIG. IV-24 b – Stéréogrammes des fabriques magnétiques de la partie Centre Sud du Millevaches (même légende que FIG. IV-15b).

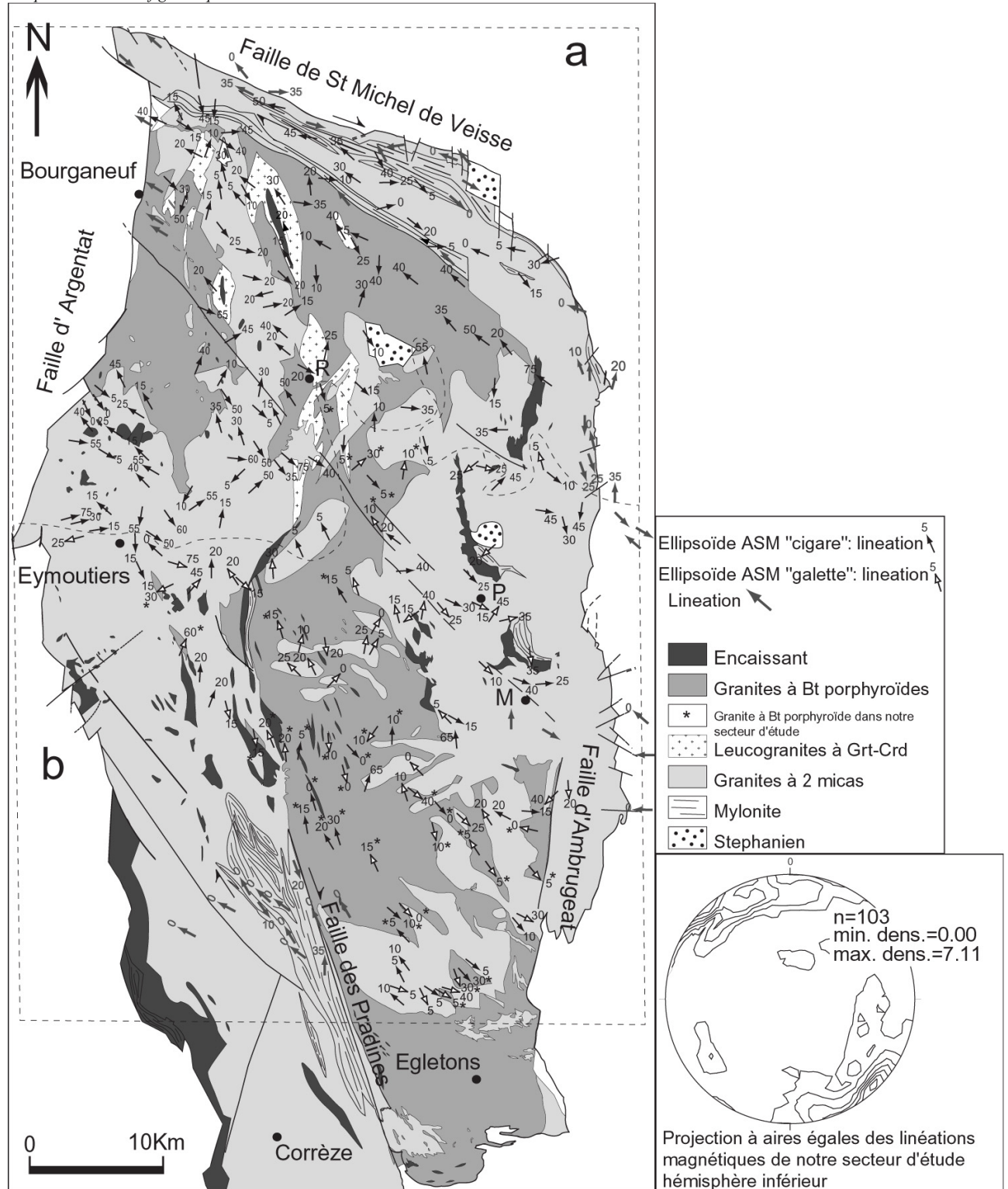


FIG. IV-25 – Carte des linéations magnétiques du massif de Millevaches. a) Données de Jover (1986). b) Notre secteur d'étude

VI-5. Observations microstructurales

Afin de déterminer le contexte rhéologique (état magmatique ou état solide) dans lequel les fabriques magnétiques se sont développées, les microstructures et textures de trente et un échantillons orientés (carottes orientées) dans les divers faciès granitiques ont été analysés en lame mince. On distingue quatre types d'échantillon en fonction de leur minéralogie, de leur déformation et de l'orientation de leur linéation magnétique.

Le **type I** (MV77-MV78-MV15-MV84-MV35) représente les **granites à biotite porphyroïdes** situés dans le prolongement nord de la faille des Pradines. Ils ont mémorisé une **linéation magnétique N-S** développée dans des conditions de « pre-full crystallization » (volume de cristaux < 70-75%). Les textures sont caractérisées par de grandes plages de quartz pluri-millimétriques dépourvues de sous-joints (Figure a, Planche XXVII).

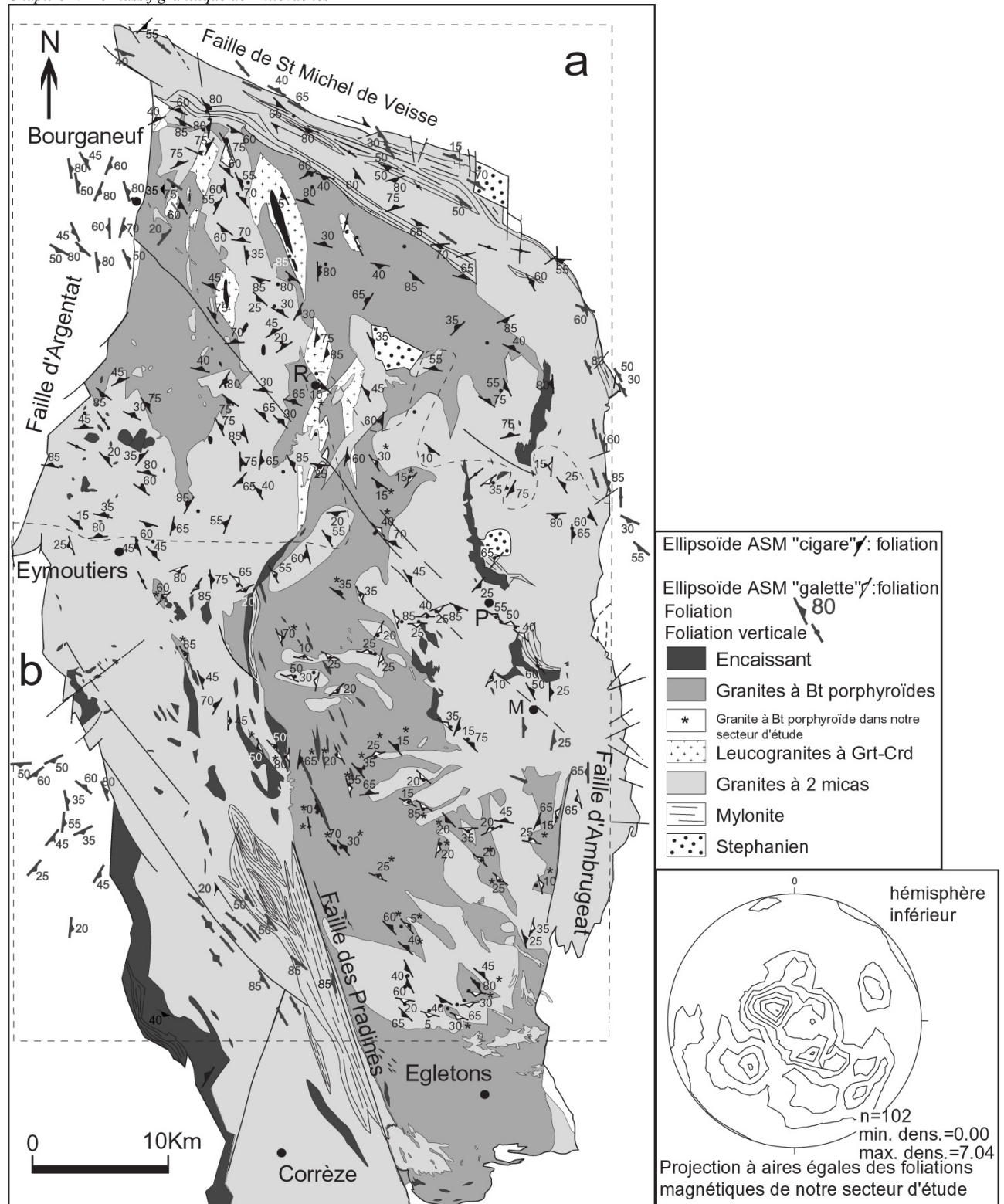


FIG. IV-26 – Carte des foliations magnétiques du massif de Millevaches. a) Données de Jover (1986). b) Notre secteur d'étude

Ce sont des quartz recristallisés avec des joints de grain à 120° sans extinction onduleuse. Les biotites ne sont pas déformées (absence « de kinks »). Les feldspaths potassiques sont localement myrmékites (Figure b, Planche XXVII). Ces myrmékites sont interprétées comme les produits de cristallisation d'un magma saturé en H_2O (Hibbard, 1987). Les plagioclases ont conservé leur zonage compositionnel (Figure c, Planche XXVII).

Le **type II** (MV13, MV95, MV105, MV67, MV94, MV18, MV33) est associé au faciès des **granites à biotite porphyroïdes** présentant une **linéation magnétique orientée NW-SE**. Ce type de granite affleure à l'est et au nord-est de la faille des Pradines. Les critères texturaux parallèlement à la linéation NW-SE décrivent un état transitoire entre un état magmatique (ou de « pre-full crystallization ») et un état solide. Selon de St Blanquat (2002), le système se

bloque et les cristaux commencent à se déformer plastiquement à partir de 75% de volume de cristaux.

La morphologie des bordures des grains de quartz est curviligne typique d'une déformation de haute température. Ce phénomène donnant lieu au développement d'une géométrie courbe et flexueuse aux joints de grain est décrit dans la littérature par Jessel (1987) comme un phénomène de migration intense en limite de grain (Figure d, Planche XXVII).

Les grains de quartz montrent fréquemment des textures dites « en échiquier » où les sous joints basaux et prismatiques $\langle c \rangle$ coexistent (Figure e, Planche XXVII). L'activation du glissement prismatique $\langle c \rangle$ prédominant ne peut se faire que dans des conditions de température élevées supérieures à 600°C (Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986).

La limite entre les grains de quartz et de feldspath dessine une géométrie courbe particulière (Figure f, Planche XXVII). Suivant Gower et Simpson (1992), cette morphologie est en liaison avec des phénomènes de dissolution – précipitation qui se produisent à la limite du quartz et du feldspath quand ces deux derniers sont orientés parallèlement à la foliation. Ce processus de glissement à l'état solide par diffusion s'effectue à haute température (650°C-750°C).

Dans ce type d'échantillon, les feldspaths potassiques montrent de nombreuses myrmékites se développant en majorité sur les faces perpendiculaires à la direction maximale de raccourcissement.

Les feldspaths se transforment fréquemment en microcline (Figure g, Planche XXVII), typique d'une déformation à l'état solide (Eggleton and Buseck, 1980). Les biotites apparaissent quelquefois kinkées (Figure h, Planche XXVII), preuve qu'elles ont subies des déformations plastiques. Les grains de quartz montrent des signes de recristallisation statique. Le développement des joints de grains de quartz à 90° formant des textures en mosaïque, illustre leur grande mobilité à haute température (Gapais and Barbarin, 1986).

Les microstructures observées dans les granites à biotites porphyroïdes révèlent que l'acquisition de la fabrique magnétique s'est effectuée avant la cristallisation totale du magma ou juste après (état sub-solidus). Les microstructures caractéristiques du « pre-full crystallization » sont plutôt observées dans le prolongement nord du décrochement ductile des Pradines alors que celle à la transition état magmatique-état solide ou à l'état solide proviennent d'échantillons prélevés à l'est de cette faille. Précédemment, nous avons vu que les textures des granites à deux micas mylonitiques de la faille des Pradines sont caractérisées par des déformations de haute température indiquant une mise en place syntectonique (Gébelin *et al.*, 2004). Ces observations ont été validées par les données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Chapitre III, § IV-2 et U/Pb § VIII-3-a).

La corrélation entre le degré d'anisotropie P et les différents types de microstructures montrent que le

paramètre P présente des valeurs plus élevées pour le type II ($2 < P < 9.4\%$) avec une moyenne de $P=5.4\%$ que pour le type I où ($3.5 < P < 6.9$) avec 4.9% de moyenne.

En accord avec les travaux d' Hargraves (1991), plus les déformations se font à état magmatique plus faible est le degré d'anisotropie.

Le **type III** (MV7, MV9, MV10, MV12, MV6, MV16, MV50, MV44) caractérise les **granites à deux micas** dont la **linéation est orientée N-S à NNE-SSW**. Ils affleurent au SW de Peyrelevade excepté MV44 et MV50 qui sont situés au nord des Pradines.

Leur texture, caractérisée par des quartz euhédraux, dépourvus d'extinction onduleuse et de micas non déformés reflète un état magmatique (Fig. a, Planche XXVIII). L'unique signe d'un état transitoire (limite magmatique-solide) est la présence de microcline observé dans l'échantillon MV 9 et l'observation dans les quartz d'extinction onduleuse dans MV6-MV16-MV50-MV44.

Le **type IV** (MV1, MV3, MV19, MV21, MV25, MV28, MV38, MV45, MV52, MV54, MV56) représentent des **granites à deux micas** mettant en évidence des microstructures à la transition magmatiques-solides ou à l'état solide. Ils proviennent de part et d'autre de la faille des Pradines. La **linéation magnétique** associée est orientée en majorité **NW-SE** mais certains échantillons peuvent présenter une linéation N-S à NE-SW. Parallèlement à celle-ci, on observe dans les quartz un intense phénomène de migration aux joints de grains (Fig. b, Planche XXVIII). Les quartz présentent couramment des sillimanites en inclusion (Fig.c, Planche XXVIII).

De nombreux grains présentent des textures en échiquier (sous-joints orthogonaux basal $\langle a \rangle$ et prismatique $\langle c \rangle$) (Fig. d, Planche XXVIII) où le glissement prismatique $\langle c \rangle$ dominant ne peut être activé qu'à haute température (Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986). Comme décrit ci-dessus, dans les granites à biotite porphyroïdes, la géométrie curviligne (Fig. e, Planche XXVIII), fréquente voire systématique entre le quartz et le feldspath potassique dans certains échantillons est une preuve supplémentaire d'une déformation de haute température (Gower and Simpson, 1992). Le développement de microcline est quasi systématique. Les micas sont plus souvent déformés (Fig. f, Planche XXVIII) par rapport à ceux du type III et les feldspaths potassiques présentent des traces de déformation plastique (extinction onduleuse). Ils sont quelquefois soulignés par de la sillimanite prismatique en association avec la biotite (Fig. g, Planche XXVIII). Les myrmékites les caractérisent très souvent (Fig. h, Planche XXVIII).

En résumé, les différentes microstructures observées qu'elles soient de type magmatique ou à la transition magmatique – solide ont enregistré une déformation de haute température ($> 600^\circ\text{C}$).

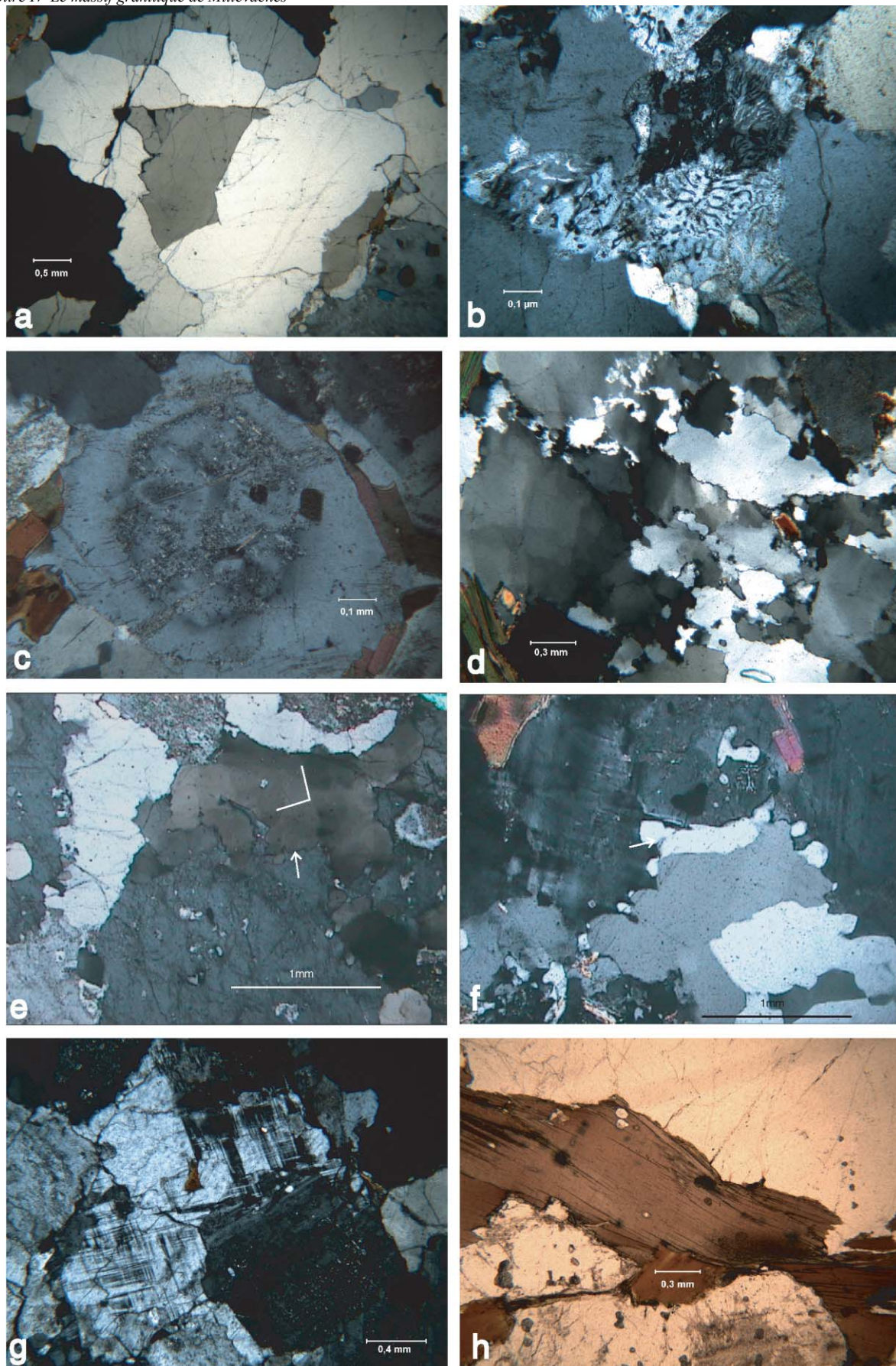


PLANCHE XXVII- Microstructures des granites à biotites porphyroïdes observées parallèlement à la linéation magnétique. a : Quartz primaires dépourvus de sous joints. b : Feldspath potassique affecté par de nombreuses myrmékites. c : Zonage compositionnel observé dans le plagioclase. d : Migration intense aux joints de grains de quartz. e : Quartz en ‘échiquier’. f : Phénomène de dissolution-précipitation à la frontière quartz-feldspath se développant entre 650°C et 750°C. g : Microcline, typique d’une déformation de haute température à l’état solide. h : Biotite à extinction onduleuse.

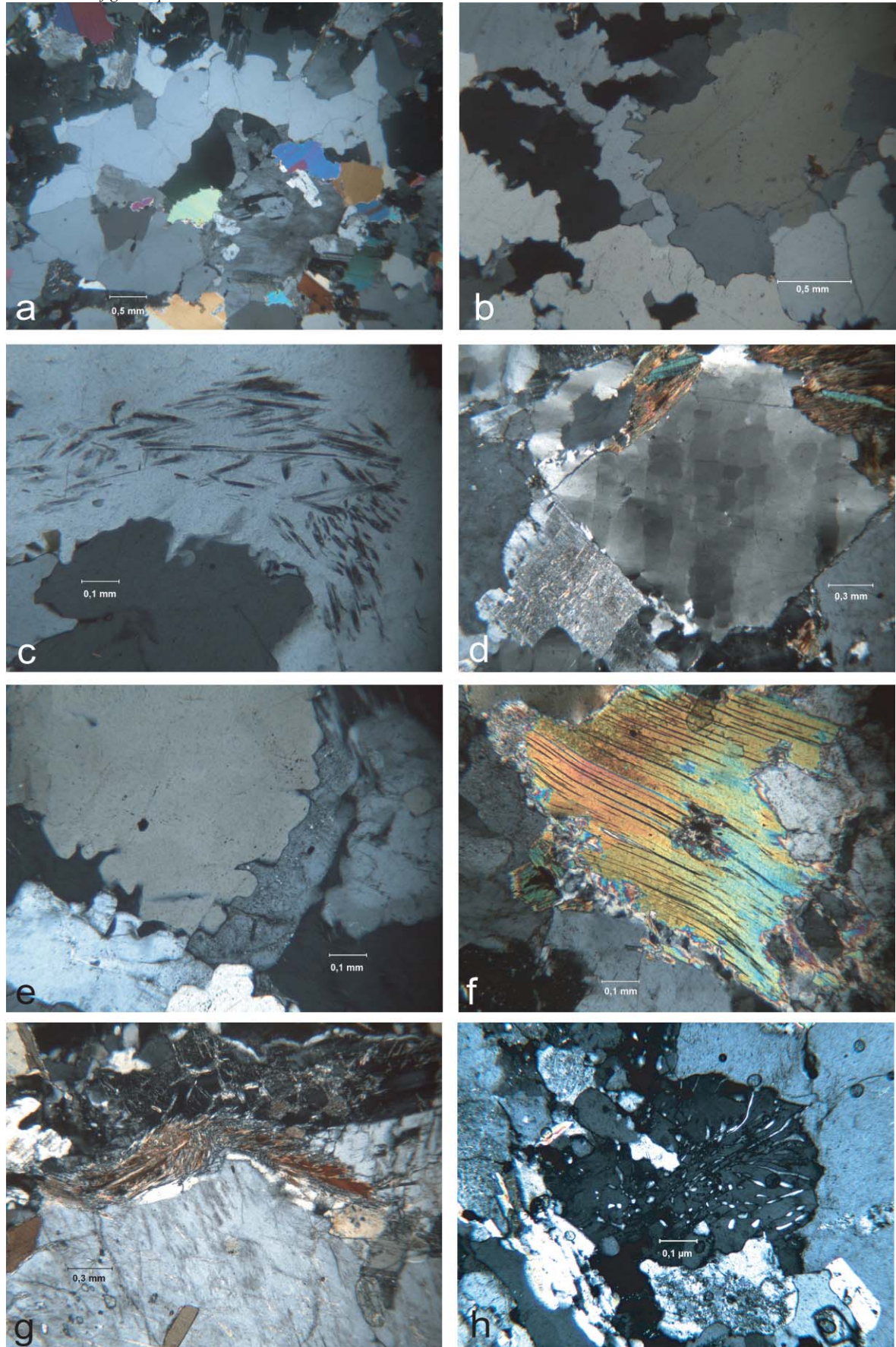


PLANCHE XXVIII- Microstructures des granites à deux micas observées parallèlement à la linéation magnétique. a : Microstructures magmatiques montrant des grains de quartz à extinction franche. b : Migration au joints de grain de quartz. c : Sillimanites prismatiques en inclusion dans les quartz. d : Quartz en échiquier où les sous joints basaux et prismatiques $\langle c \rangle$ sont bien mis en évidence. e : Géométrie curviligne entre quartz et feldspath se développant dans des conditions de haute température (650°C-750°C). f : Muscovite froissée qui s'effectue dans le continuum magmatique. g : Association sillimanite-biotite dans les plans de cisaillement entre les feldspaths potassiques. h : Présence fréquente de myrmékites.

VII. Discussion et conclusion de l'étude gravimétrique associée aux données de l'anisotropie de susceptibilité magnétique acquises sur le massif de Millevaches : Article accepté à Journal of Structural Geology (voir Annexe 7).

VIII. Datation Uranium-Plomb sur zircon et monazite

VIII-1. Introduction et choix des échantillons

Les méthodes géochimiques isotopiques de datations absolues permettent de déterminer l'âge d'un seuil de température (équilibre isotopique) franchi par les roches à un certain moment de leur histoire géologique.

La première étape de l'étude géochronologique avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet de déterminer généralement l'âge de franchissement d'une température proche de la limite fragile ductile, entre 300 et 400°C selon le minéral utilisé. On détermine ainsi la limite supérieure pour la déformation (par fluage plastique) observée dans les roches.

Pour aborder la datation des âges de mise en place ou de solidification des magmas granitiques, on doit s'adresser à des systèmes isotopiques qui sont à l'équilibre à plus haute température (entre 600 et 750°C).

Les températures d'équilibre des isotopes de l'uranium et du plomb dans les zircons ou monazites sont les plus proches des températures de la solidification des magmas granitiques et par conséquent, les mieux adaptées pour déterminer l'âge le plus proche de la mise en place des granites ou l'âge du métamorphisme des roches profondes encaissantes.

Nous avons ciblé trois échantillons :

VIII-1-a. Le granite à deux micas mylonitique de la faille des Pradines : (MVG 2)

La zone mylonitique des Pradines de direction N-S parallèle à celle du massif de Millevaches, est un objet structural de grande envergure. L'étude microtectonique des mylonites des granites à deux micas des Pradines a montré que leur mise en place est syntectonique. Couplées aux résultats obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les micas déformés, les données U/Pb vont permettre de confirmer ou d'infirmer ce résultat.

VIII-1-b. Le paléosoma des granulites de St Pierre-Bellevue à Grt-Crd-Sil-Bt: (MVG 6)

Ces paragneiss mélanocrates, témoins de la croûte moyenne, s'équilibrent dans les conditions P/T du métamorphisme du faciès granulite qui sont estimées à 5 - 6 kbars et 700° et 850°C (§ II-4-b). La datation U/Pb sur monazite du paléosoma doit permettre de contraindre l'âge de cet événement.

VIII-1-c. Le leucosome de ces mêmes granulites : (MVG 8) appelé aussi Leucogranite à Grt-Crd de Royère

Certains auteurs (Augay, 1979 ; Rolin et al, en préparation) considèrent que ces leucogranites à Grt-Crd sont des magmas intrusifs dans les formations micaschisteuses à Grt-Crd-Sil-Bt. Nous avons vu contrairement (Chapitre IV, §II-3 et Chapitre III, §IV-1) que l'évolution progressive de la production de melt depuis le paléosoma jusqu'au leucogranite à Grt-Crd bien observée sur le terrain ou en lame mince, montre que ces leucogranites à Grt-Crd sont la partie claire leucosome des granulites à Grt-Crd-Sil-Bt-Sp. Les âges des monazites des leucogranites et des micaschistes granulitiques doivent dans ce cas être identiques.

VIII-2. Technique analytique

La technique analytique est indiquée Chapitre II- §V-2.

VIII-3. Résultats des datations U/Pb (tableau, annexe 6)

VIII-3-a. Datation du granite mylonitique à deux micas de la faille des Pradines (MVG2)

Ces mylonites (Echantillon 356) sont décrites Chapitre III, § IV, illustrations correspondantes en Planche XIII et les résultats des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Chapitre III, § IV-2. Ce paragraphe ne reprendra que les points les plus importants.

L'échantillon MVG 2 est un granite à deux micas mylonitisé prélevé sur la D.142 près de la localité de Sarrau. Les plans de foliation orientés NNW-SSE présentent un pendage sub-vertical, et portent une linéation sub-horizontale. La paragenèse est à feldspath potassique – plagioclase – quartz – biotite - muscovite. Les microstructures C-S à biotite et muscovite indiquent un sens de cisaillement dextre, elles sont considérées comme des structures sub-solidus ce qui implique que le décrochement dextre des Pradines soit syn mise en place du pluton.

La formation contemporaine des plans de foliation (S) et de cisaillement (C) soulignés par les biotites et les muscovites, les textures du quartz en mosaïque (sous joints à 90°) ainsi que l'origine magmatique (cf. diagramme ternaire (FeO+MnO, TiO₂ et MgO) Chapitre III, Planche XIII) des muscovites prélevées dans le plan de cisaillement sont autant d'argument pour une déformation de haute température (~ 650-700°C, Gapais et al., 1986 ; Tommassi et Vauchez, 1994). Tous ces faits sont en faveur d'une mylonitisation synchrone de la mise en place du granite des Pradines.

L'étude des zircons sous loupe binoculaire a permis d'observer une population hétérogène, la majorité des grains sont métamictes, de type S d'après la classification de Pupin (1976), et présentent de nombreuses inclusions. Trois fractions de 2, 3 et 5 zircons (Tableau 1, Annexe 6) ont été analysées. Ces zircons en aiguille, transparents, incolores et sans cœur hérité visible sont considérés comme les meilleurs candidats pour caractériser la cristallisation du magma leucogranitique. Deux fractions (n°4 et 5) ont été abrasées selon la technique de Krogh (1975). Les fractions n°4 et 5 ont des teneurs en Pb et en U de l'ordre de 400-450 ppm et 9 500-10 000 ppm, par contre les teneurs de la fraction n°3 sont environ 10 fois moins élevées (Tableau 1, Annexe 6). Ces trois

fractions reportées dans le diagramme concordia s'alignent suivant une discordia définie par l'intercept supérieur à 318 ± 6 Ma et l'intercept inférieur à -46 ± 66 Ma (MSWD = 0,52) (Fig. IV-27). La fraction n°3 présente un taux de discordance élevé environ 30% ceci est sûrement lié à l'absence d'abrasion. Deux monograins automorphes de monazites ont été analysés (Tableau 1, Annexe 6), les deux points analytiques sont concordants à 313 ± 1 Ma (Fig. IV-27). Cet âge est en accord avec l'âge des zircons obtenu par l'intercept supérieur à 318 ± 6 Ma. La régression linéaire sur les 3 fractions de zircons et les 2 monograins de monazite définit une discordia dont l'intercept supérieur est à 313 ± 4 Ma et l'intercept

inférieur à 0 ± 25 Ma (MSWD = 8). De même, la moyenne pondérée sur les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ces 5 fractions est de 314 ± 4 Ma (MSWD = 6.4).

L'intercept supérieur à 313 ± 4 Ma est interprété comme l'âge de la mise en place du granite syn-cinématique des Pradines. En effet, les zircons analysés sont d'origine magmatique et la température de fermeture du système U/Pb des monazites est estimée entre 600-750°C (Copeland et al., 1988 ; Parrish, 1990), température identique à la température de mylonitisation.

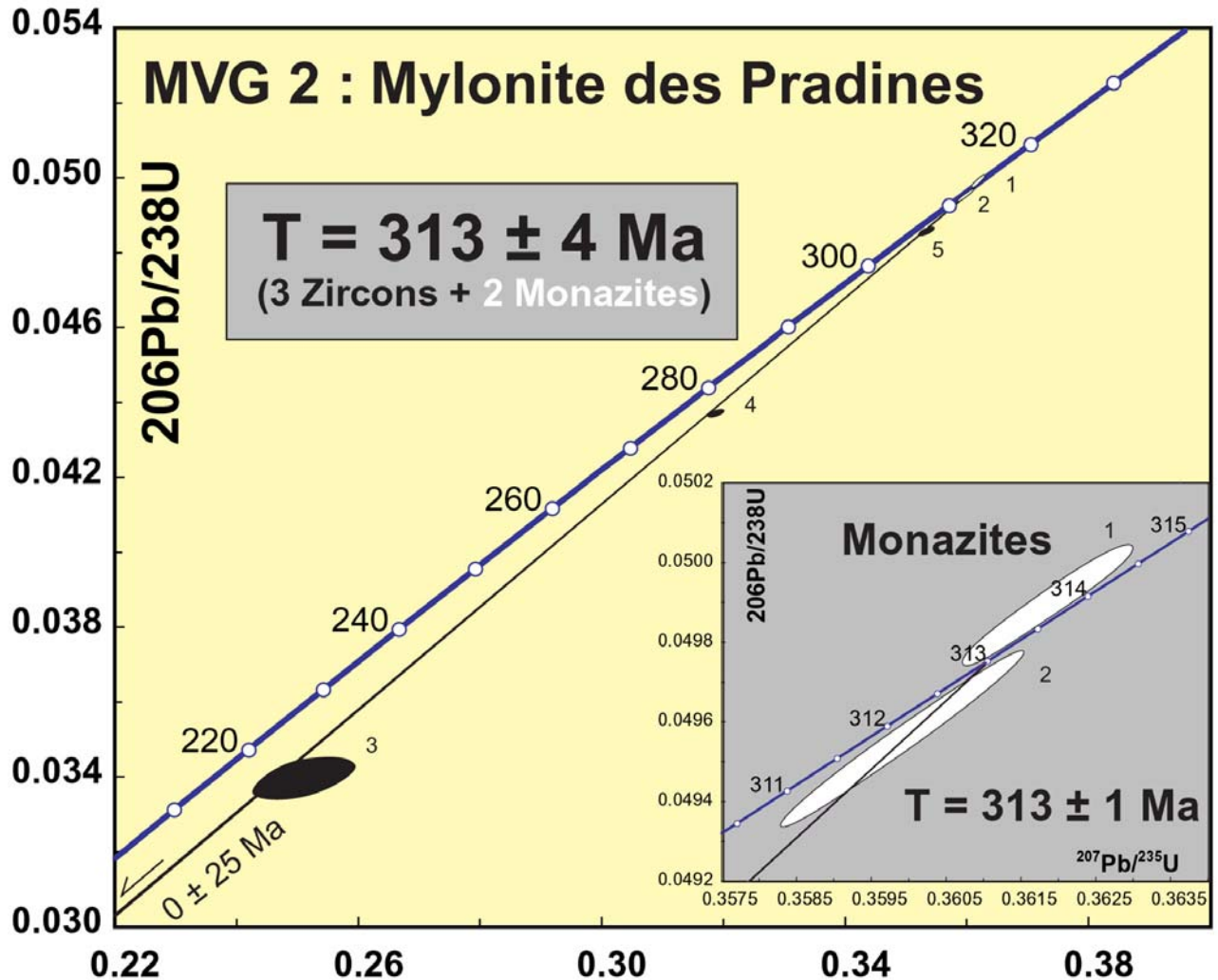


FIG. IV-27– Diagramme concordia des granites à deux micas des Pradines.

VIII-3-b. Datation des granulites de Saint Pierre-Bellevue.

Pour ces paragneiss, le choix d'analyser en U/Pb les monazites plutôt que les zircons permet de s'affranchir des composantes héritées. Ces granulites sont décrites in extenso au Chapitre III, §IV-1, Planche XIV et Chapitre IV, § II-3 et le résultat des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est donné en Chapitre III, §IV-3.

VIII-3-b-i. Datation du paléosome (MVG6)

L'affleurement le plus représentatif de la partie paléosome-restite (MVG 6) de la granulite se situe à proximité de St Pierre-Bellevue, au hameau du Grand Janon. C'est une granulite à Kfs-Pl-Qtz-Bt-Crd-Grt-Sil+Il+Sp. Les plans de foliation subverticaux orientés NNW-SSE portent une linéation sub-horizontale. Les grenats centimétriques sont en équilibre dans l'assemblage Grt-Sil-Bt-Crd. Ils présentent en section XZ des queues de cristallisation asymétriques à Sil, Bt et Crd qui témoignent d'un mouvement en décrochement

dextre. Les conditions d'équilibre et déformation de ces granulites ont été estimées entre 700° et 850°C.

Cinq monograins de monazite ont été analysés (Tableau 1, Annexe 6). Les concentrations en Pb et en U sont respectivement de l'ordre de 1 500-6 500 ppm et 14 500-70 000 ppm. Reportés dans un diagramme concordia, les 5 points sont concordants à sub-concordants. Le point analytique n° 10 a subi une faible perte en Pb. La régression linéaire sur ces 5 points donne

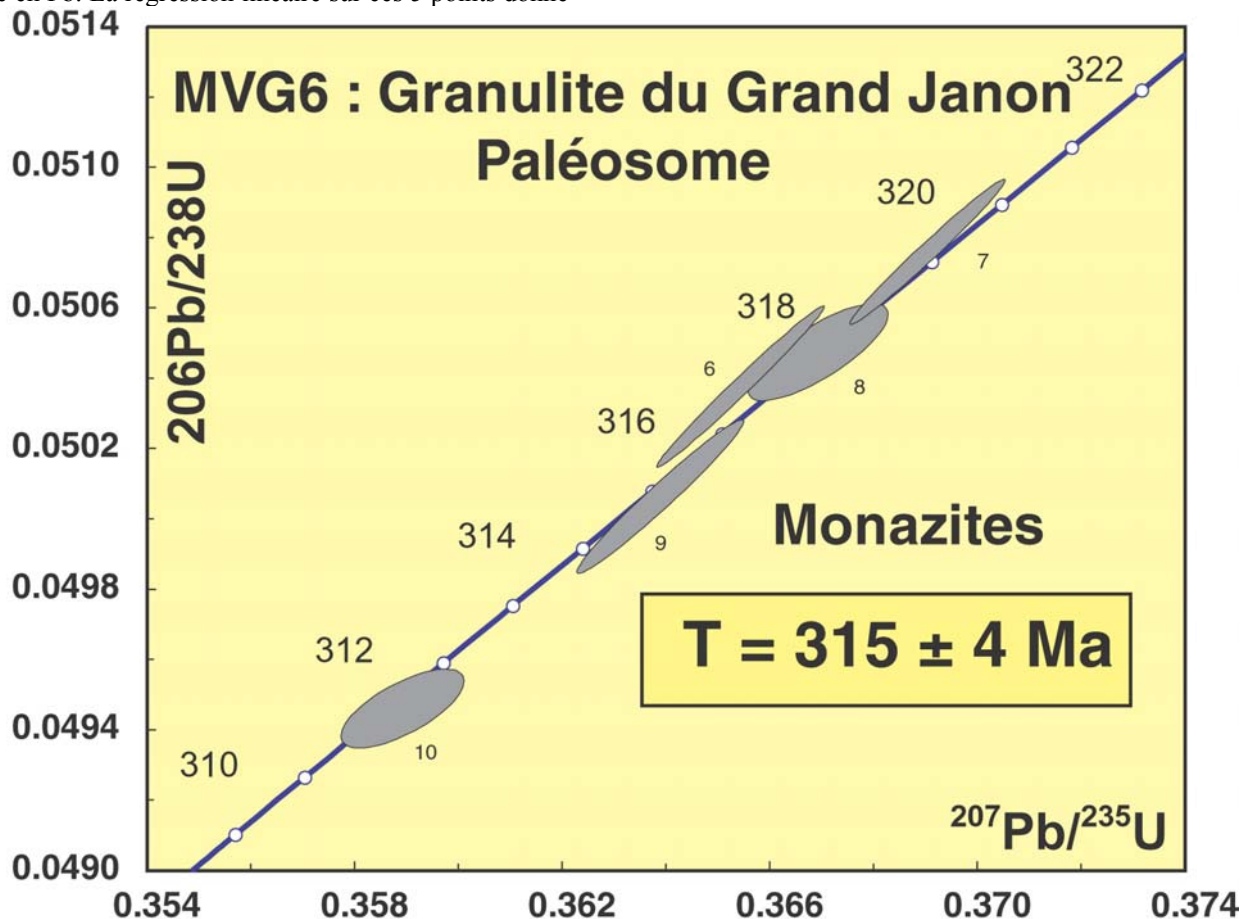


FIG. IV-28– Diagramme concordia du paléosome des granulites du Grand Janon.

VIII-3-b-ii. Datation du leucosome (MVG8)

Cinq monograins de monazites ont été analysés (Tableau 1, Annexe 6). Les concentrations en Pb et en U sont très variables d'un grain à l'autre, les teneurs en Pb varient entre 884 ppm et 20 088 ppm (Tableau 1, Annexe 6).

Reportés dans un diagramme concordia, les 5 points sont concordants à sub-concordants autour de 313 et 320

un âge par intercept supérieur à 315 ± 4 Ma, l'intercept inférieur est à 0 ± 25 Ma (Fig. IV-28).

La température de fermeture du système U/Pb des monazites étant estimée entre 600-750°C (Copeland et al., 1988 ; Parrish, 1990), la température de la granulitisation étant estimée entre 700 et 850°C, l'âge à 315 ± 4 Ma est interprété comme celui du métamorphisme granulitique.

Ma (Fig. IV-29). Les moyennes pondérées sur les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont respectivement 316 ± 2 Ma et 315.5 ± 2.2 Ma, ces deux moyennes sont identiques.

Compte tenu de la température de fermeture du système U/Pb des monazites l'âge à 316 ± 2 Ma est interprété comme l'âge de l'anatexie.

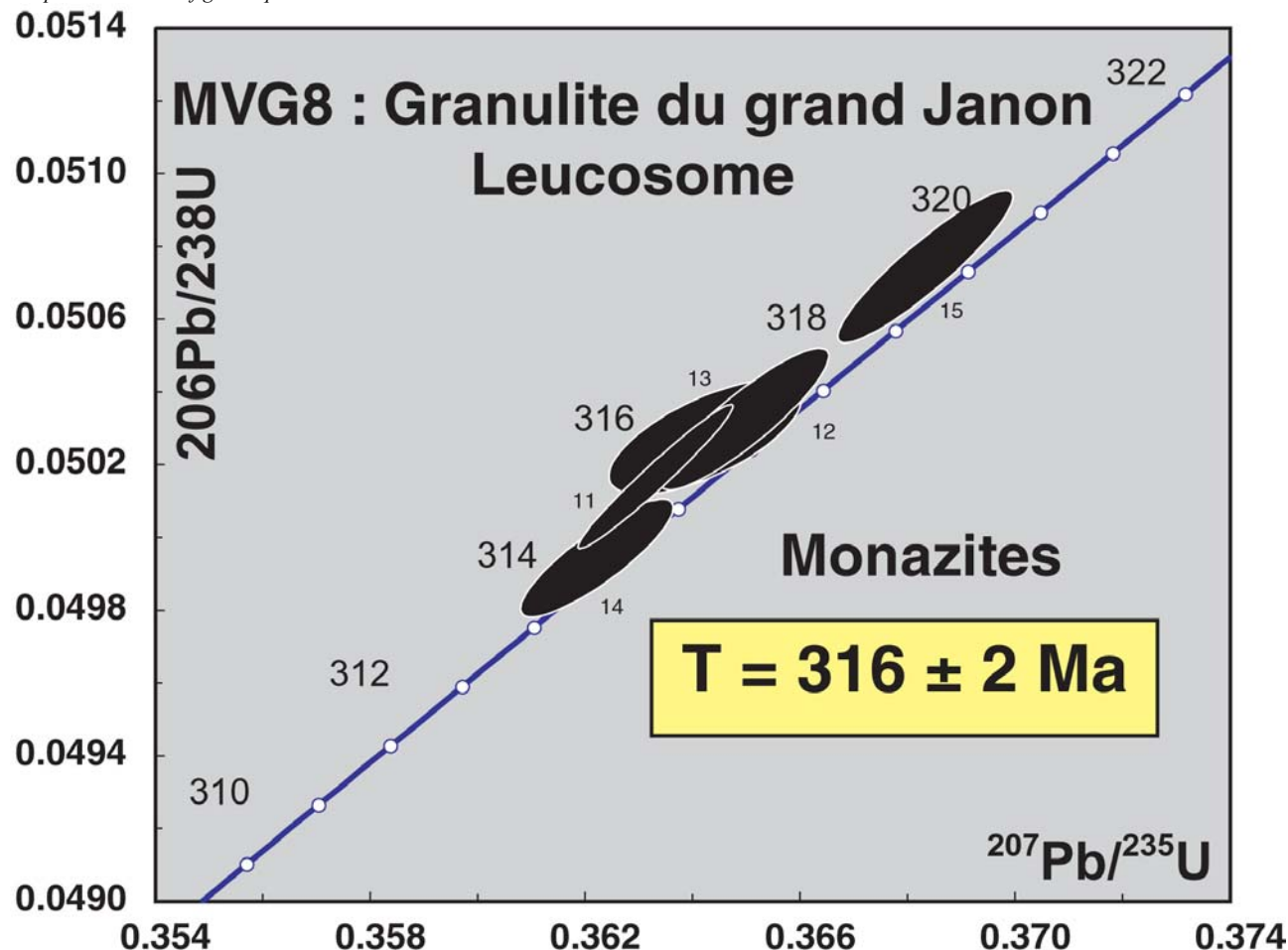


FIG. IV-29– Diagramme concordia du leucosome (Leucogranite à Grt-Crd) des granulites du Grand Janon.

VIII-4. Discussion et Conclusion

Les arguments de l'analyse microtectonique, cinématique, texturale et géochimique des mylonites des Pradines avaient suggéré une mise en place des magmas syntectonique du décrochement dextre des Pradines. Les datations absolues confirment et précisent ce scénario.

La datation U/Pb de la mylonite des Pradines, du paléosome des granulites de Saint Pierre-Bellevue et du leucosome des granulites donne des âges très cohérents entre eux. Reportées dans un diagramme concordia les 12 monazites de ces trois échantillons sont toutes concordantes à sub-concordantes et se positionnent entre 311 et 320 Ma (Fig. IV-30). La moyenne pondérée des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est de 315 ± 2 Ma. Les âges U/Pb sont proches des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur micas (Gébelin et al., 2004). La mylonitisation des Pradines, le métamorphisme granulitique, l'anatexie à partir des granulites et la mise en place des magmas leucogranitiques du Millevaches sont contemporains.

L'âge de la mise en place du granite à deux micas des Pradines a été daté par la méthode U/Pb sur zircon et monazite par intercept supérieur à 313 ± 4 Ma. L'âge U/Pb est en accord avec les données obtenues autour de 310-315 Ma en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les micas de la mylonite (Gébelin et al., 2004). Ces résultats indiquent que la mylonitisation est donc synchrone de la mise en place des granites à deux micas des Pradines et que le taux de refroidissement est très rapide depuis leur mise en place jusqu'à l'isotherme 300°C minimum.

La datation U/Pb sur monazites des granulites de Saint Pierre -Bellevue, a permis de mettre en évidence un âge de 315 ± 4 Ma pour le faciès paléosome (MVG 6), qui est interprété comme l'âge du métamorphisme granulitique. De même un âge de 316 ± 2 Ma a été obtenu sur le faciès leucosome (leucogranite à Grt-Crd) (MVG 8) qui représente le terme ultime de l'anatexie des granulites.

La granulitisation et l'anatexie des granulites sont donc synchrones autour de 315 Ma, et elles sont contemporaines de la mise en place et de la mylonitisation du granite à deux micas associé à la faille des Pradines.

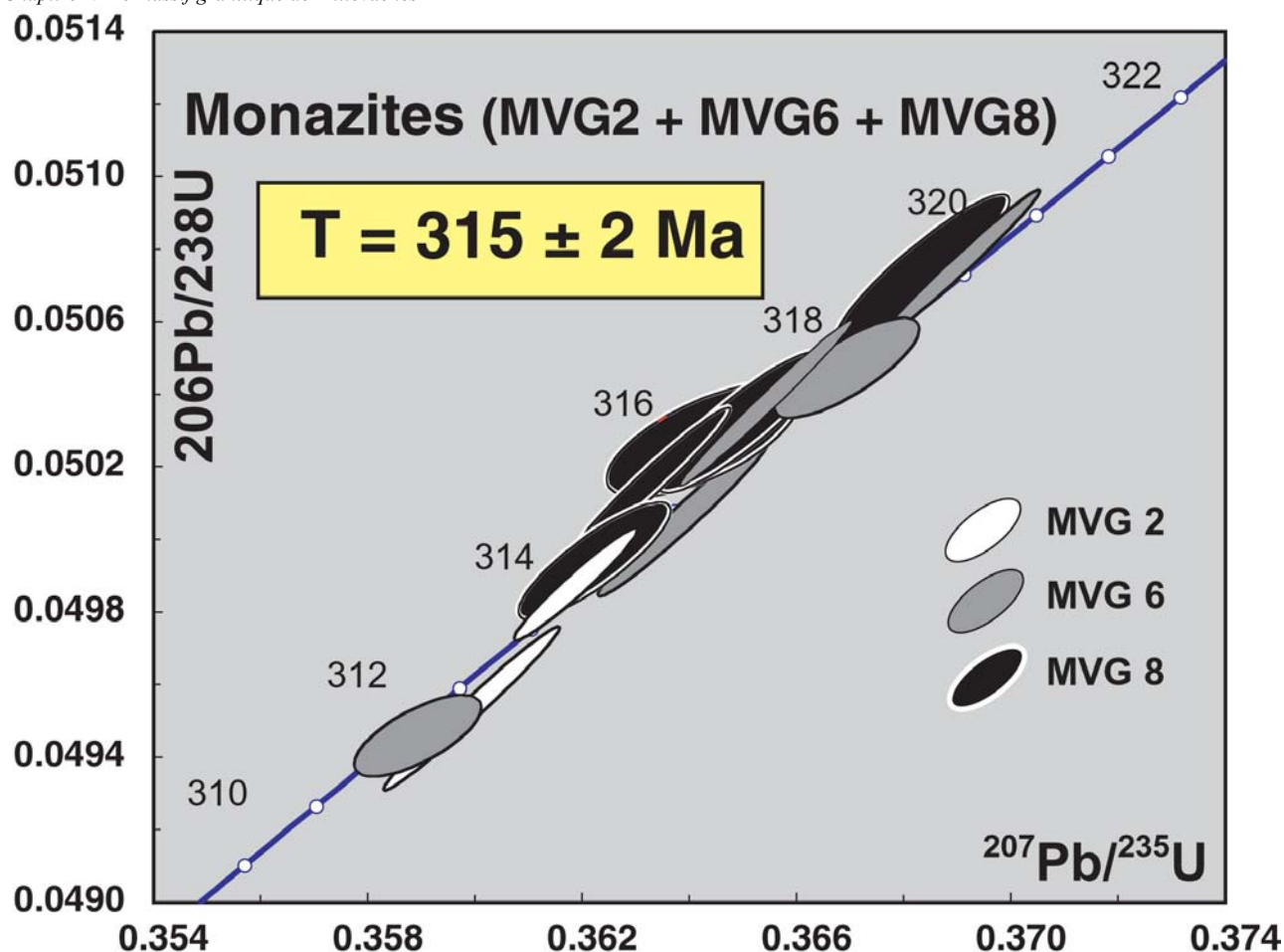


FIG. IV-30– Diagramme concordia récapitulatif

N°	Nom	Localisation	Description	Age U/Pb ($\pm 2\sigma$)
MVG2	Mylonite de la faille des Pradines	N 45°24'05'' E01°56'47''01 Alt : 688 m	Granite à deux micas mylonitisé Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms Foliation N 345°- 75°W	313 ± 4 Ma (Zircon + Monazite) 313 ± 1 Ma (Monazite)
MVG6	Granulite du Grand Janon	N45°55'37''09 E 001°53'14'' Alt : 727 m	Paléosome de la granulite à Kfs, Pl, Qtz, Bt, Sil, Grt, Crd	315 ± 4 Ma
MVG8	Granite à Grenat	N 5°57'26''04 E001°51'19''0 Alt : 578 m	Leucosome de la granulite Kfs, Pl, Qtz, Grt, Crd	316 ± 2 Ma

Tableau récapitulatif des résultats U/Pb

IX. Datation chimique Th-U-Pb sur monazite

La procédure analytique et les méthodes de calcul sont décrites Chapitre II, § V-3.

IX-1. Echantillon D61

Cet échantillon de granite à biotite porphyroïde provient de la partie NW du massif de Millevaches. Il a été prélevé à proximité de la D8 entre Bourgneuf et

Royère-de-Vassivière (Fig. IV-1b) à l'ouest des granulites de St Pierre-Bellevue. Leur description est effectuée dans le Chapitre IV§ II-1. Les monazites sont nombreuses et sont en paragenèse avec l'ensemble des phases minérales. Leurs tailles varient entre 15 et 85µm. Elles ne sont pas zonées.

L'âge obtenu en effectuant la moyenne des âges individuels (n=149) est de **327,5 ± 2,7 Ma** (Fig. IV-31a). L'âge isochrone est de **329,0 + 8,3 /- 6,2 Ma** (MSWD=1) (Fig. IV-31b). La moyenne pondérée et l'âge isochrone donnent des résultats identiques. La bonne répartition des

points expérimentaux permet de calculer une droite de régression. L'âge donné par celle-ci peut être pris en considération du fait que la droite calculée est parallèle à la droite isochrone. Les âges donnés par les rapports Th/Pb et U/Pb sont ainsi similaires aux marges d'erreur près (Fig. IV-31c).

IX-2. Echantillon MVG4

Cet échantillon prélevé sur la D979 à l'ouest de Bugeat (Fig. IV-1b), représente également les granites à biotite porphyroïdes du Millevaches.

Les monazites sont abondantes et de très grande taille puisque certaines atteignent 400µm !

La moyenne pondérée prenant en compte 182 âges individuels est de **336,3 ± 3,9 Ma** (Fig. IV-32a). La droite isochrone fournit un âge de **342,5 + 5,1 / - 4,8 Ma** (MSWD=1,3) (Fig. IV-32b). Ces résultats indiquent des âges plus vieux que ceux donnés par l'échantillon précédent D61. La droite de régression calculée est quasi-parallèle à l'isochrone théorique de référence. Les âges donnés par les rapports Th/Pb et U/Pb sont identiques dans les barres d'erreurs (Fig. IV-32c). On peut donc admettre que la droite de régression est représentative d'une isochrone vraie.

Les relations structurales des granites à biotite porphyroïde et des granites à deux micas (Fig. IV-1b) indiquent que leur mise en place est contemporaine. La répartition du paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie des granites à biotite porphyroïdes et des granites à deux micas est en faveur d'une mise en place dans un contexte tectonique identique. Les âges vieux ci-dessus de 342,5 + 5,1 / - 4,8 Ma, comparés à ceux obtenus par la méthode conventionnelle U/Pb sur les granites à deux micas autour de 315 Ma, sont par conséquent en désaccord avec les observations de terrain.

Les granites à biotite porphyroïdes enregistrent le jeu décrochant dextre de la faille des Pradines au stade magmatique (Mezure, 1980 ; Stussi et Cuney, 1990). D'une orientation N-S à NNW-SSE au sein de la faille des Pradines, ils se réorientent NW-SE de part et d'autre de celle-ci.

Or, les données géochronologiques ont montré que la mise en place des granites à deux micas des Pradines est aussi syntectonique du décrochement à 315 Ma.

Par conséquent, les âges plus vieux à 342,5 + 5,1 / - 4,8 Ma obtenus sur monazite par la méthode chimique U-Th-Pb indiquent que :

- la faille des Pradines joue depuis 342,5 + 5,1 / - 4,8 Ma.
- il existe plusieurs générations de granites à biotite porphyroïde, une contemporaine de la mise en place des granites à deux micas, une autre plus ancienne.
- La méthode chimique U-Th-Pb sur monazite n'est pas la méthode la mieux adaptée pour dater ces échantillons.

L'âge obtenu à 329,0 + 8,3 / - 6,2 Ma sur les monazites des granites à biotite porphyroïdes de l'échantillon D61 constitue un âge de mise en place minimum.

IX-3. Echantillon 487

Cet échantillon provient de la Forêt-Belleville (voir Fig. i, Planche XXVI) dans la partie NW du massif de Millevaches. Il représente le leucosome des granulites orientées N-S à NW-SE qui forment la prolongation nord du décrochement dextre des Pradines. L'ensemble de ces formations enregistre le mouvement décrochant dextre. La paragenèse est à Kfs-Pl-Qtz-Grt-Crd+Bt±Sil±To±Sp. Les monazites sont nombreuses souvent en contact avec les grenats. Leurs tailles varient entre 30 et 90 µm. On les retrouve en équilibre avec les plagioclases, les grenats et les cordiérites mais également en inclusion dans ces mêmes phases. Elles se sont formées au cours du métamorphisme dans le faciès granulite.

La moyenne pondérée des âges individuels de 136 mesures indique un âge de **324,8 ± 3,6 Ma** (Fig. IV-33a). La droite isochrone fournit un âge de **327,4 + 5,1 / - 4,8 Ma** (Fig. IV-33b). La droite de régression calculée est légèrement oblique par rapport à l'isochrone théorique de référence. Néanmoins, cette obliquité reste limitée et la droite de régression est comprise entre les hyperboles de confiance. Les âges donnés par les rapports Th/Pb et U/Pb sont identiques dans les barres d'erreurs (Fig. IV-33c).

Cet âge est légèrement plus vieux que celui à 316 ± 2 Ma ou 314 ± 4 Ma obtenu par la méthode conventionnelle U/Pb sur monazite et interprété comme l'âge du métamorphisme granulitique (Fig. IV-29). En revanche, compte tenu des marges d'erreurs, il est identique à celui acquis par Rolin et al. (en préparation) à 323,2 ± 3,9 Ma par la méthode chimique. Cet écart ne provient pas d'un mélange de population de monazites car la moyenne des âges effectuée pour chaque grain est similaire.

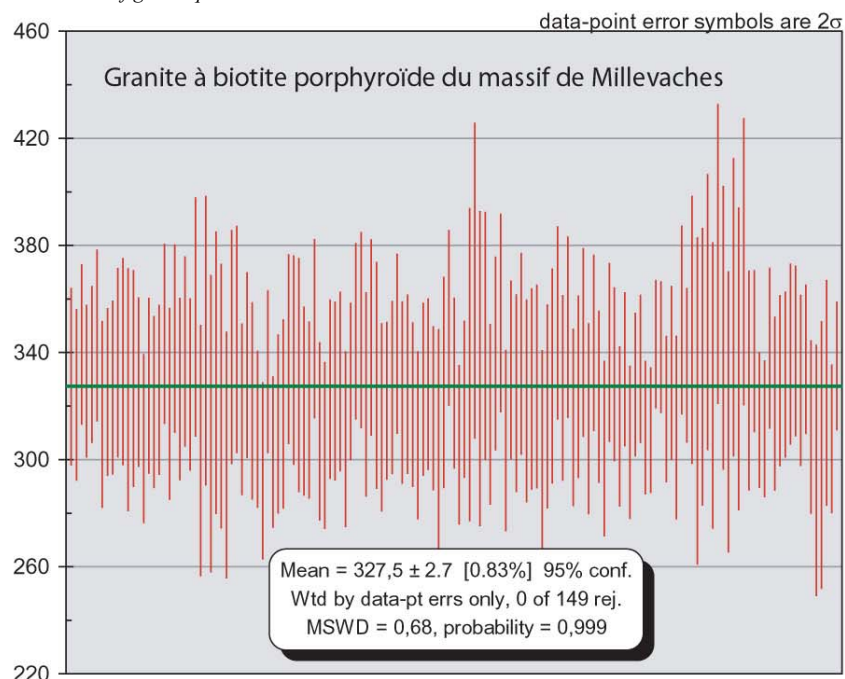


Fig. IV-31a :
Moyenne pondérée
des âges individuels
et barres d'erreur de
l'échantillon D61.

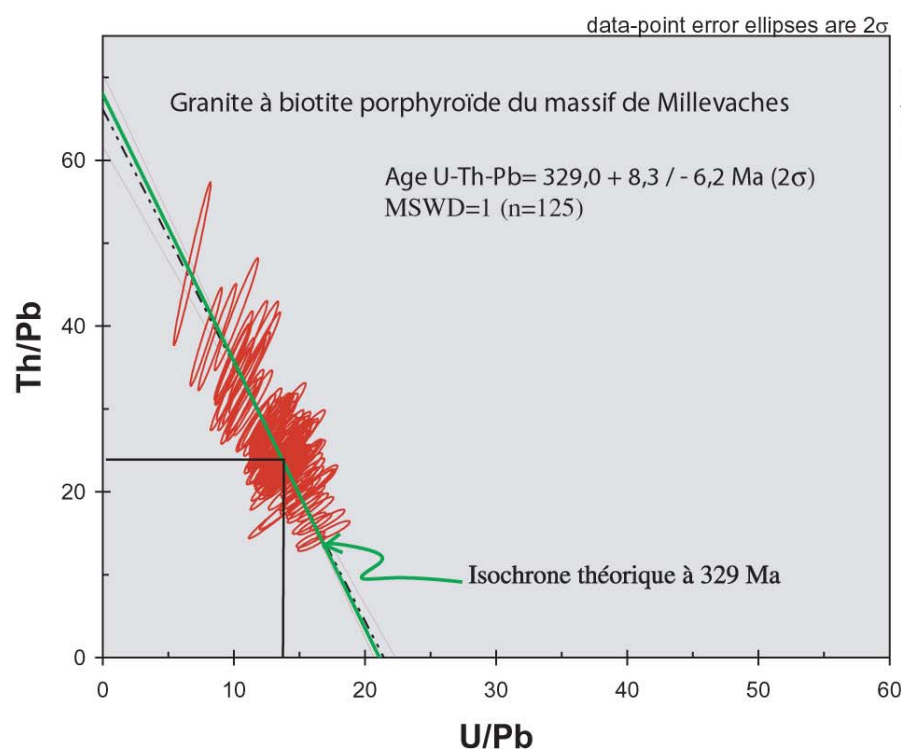


Fig. IV-31b :
Diagramme isochrone
 $Th/Pb=f(U/Pb)$.
Echantillon D61

Intercept ages from $U/Pb=f(Th/Pb)$ diagram							
Th-Pb age, intercept with Th/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta i+$	Age	$\Delta Age +$	$\Delta Age -$		
0	66,1	4.4	338,3	23,9	-20,9		
U-Pb age, intercept with U/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta +$	$\Delta -$	Age	$\Delta Age +$	$\Delta Age -$	
21,2	0	1	0.5	327,4	7,6	-14,3	
U-Th-Pb age at weighted average point from $U/Pb=f(Th/Pb)$ diagram							
Pente	$\Delta pente$	Xbar	Ybar	Age	$\Delta Age +$	$\Delta Age -$	MSWD
-3.1	0.3	13.8	23.5	329,0	8,3	-6,2	1

Fig. IV-31c : Tableau récapitulatif des données du diagramme isochrone pour l'échantillon D61

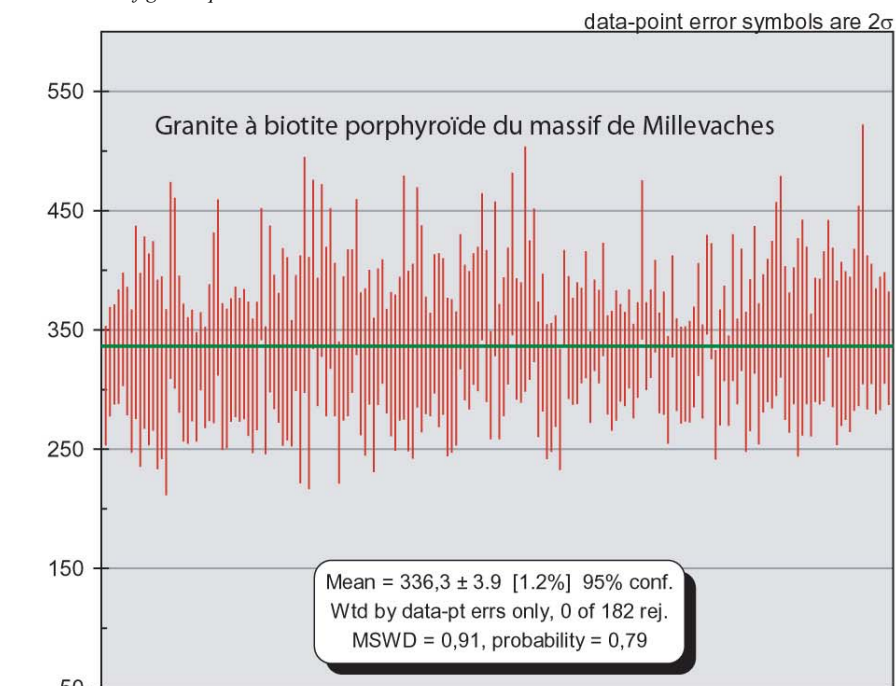


Fig. IV-32a :
Moyenne pondérée
des âges individuels
et barres d'erreur de
l'échantillon MVG4.

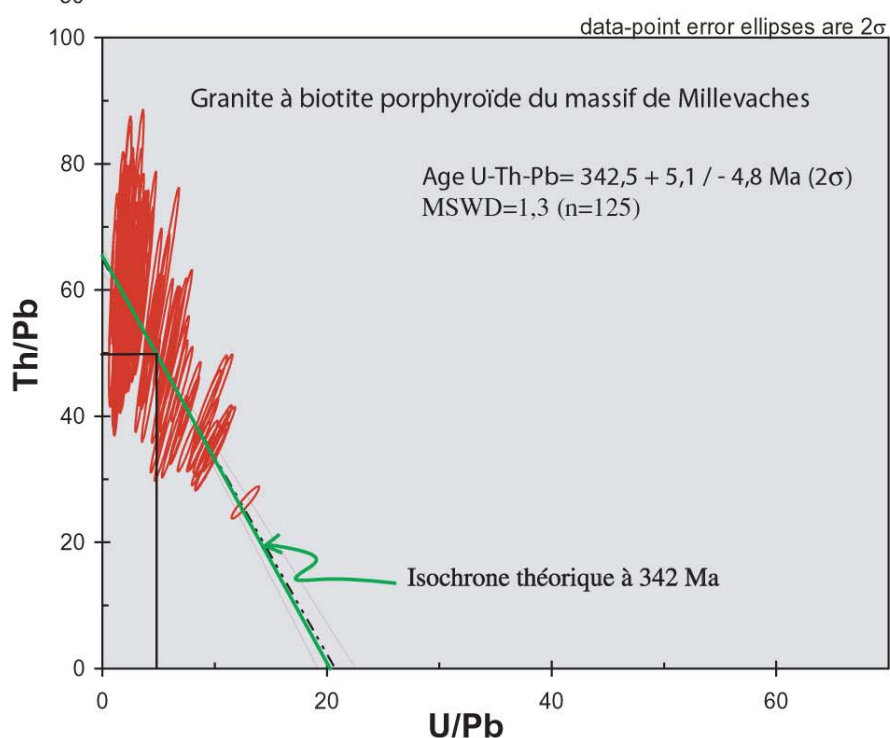


Fig. IV-32b :
Diagramme isochrone
Th/Pb=f(U/Pb).
Echantillon MVG4.

Intercept ages from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Th-Pb age, intercept with Th/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta i+$	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$		
0	64,8	1.8	345,0	9,8	-9,2		
U-Pb age, intercept with U/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	$\Delta +$	$\Delta -$	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$	
20,71	0	1.83	1.5	334,9	25,2	-26,4	
U-Th-Pb age at weighted average point from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Pente	Δpente	Xbar	Ybar	Age	$\Delta \text{Age} +$	$\Delta \text{Age} -$	MSWD
-3.13	0.32	4.808	49.764	342,5	5,1	-4,8	1,3

Fig. IV-32c : Tableau récapitulatif des données du diagramme isochrone pour l'échantillon MVG4

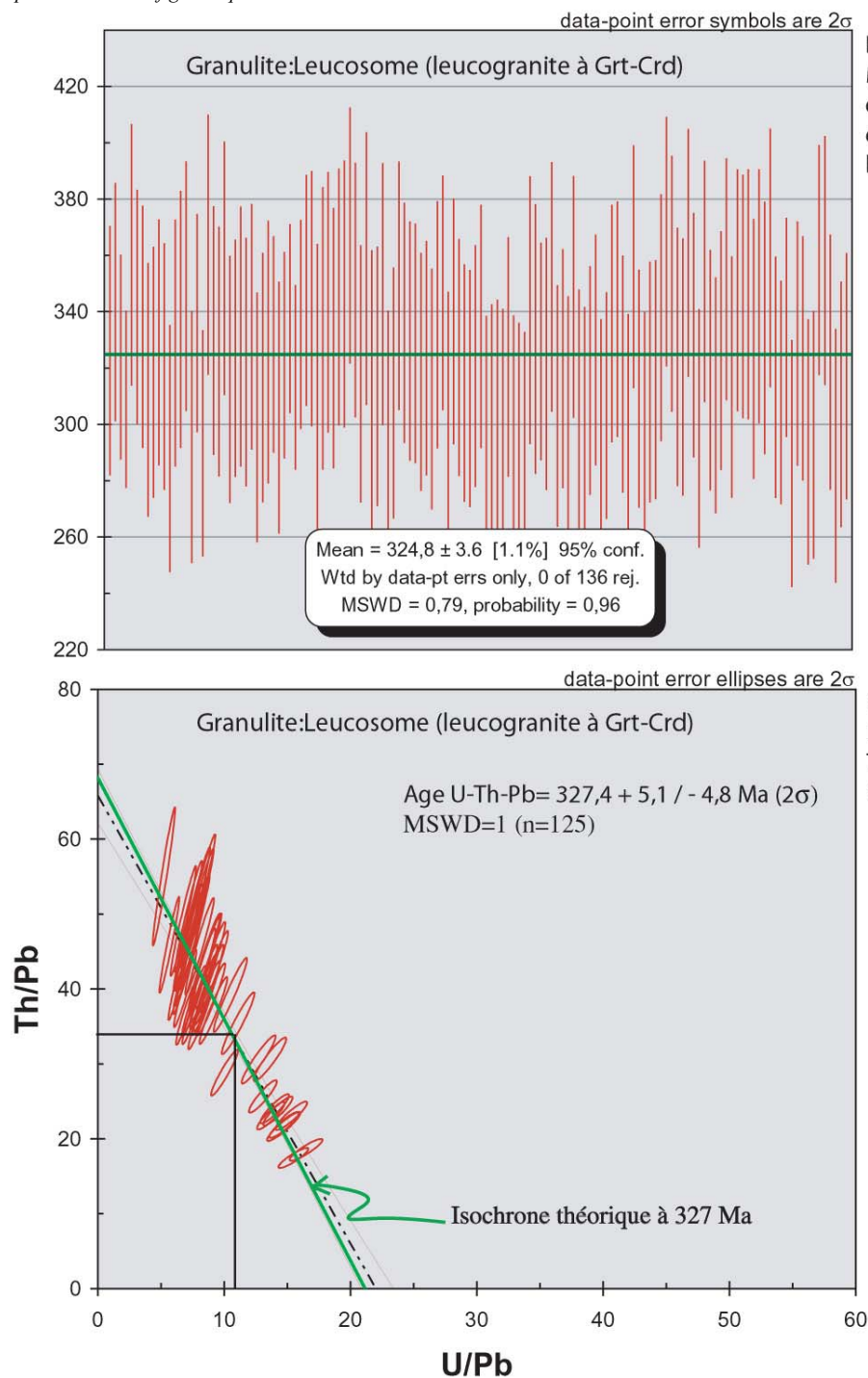


Fig.IV-33a :
Moyenne pondérée
des âges individuels
et barres d'erreur de
l'échantillon 487.

Fig.IV-33b :
Diagramme isochrone
Th/Pb=f(U/Pb).
Echantillon 487.

Intercept ages from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Th-Pb age, intercept with Th/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	Δi^+	Age	ΔAge^+	ΔAge^-		
0	65,8	3.6	339,8	19,5	-17,5		
U-Pb age, intercept with U/Pb-axis							
U/Pb	Th/Pb	Δ^+	Δ^-	Age	ΔAge^+	ΔAge^-	
22	0	1.39	1.13	315,9	16,5	-18,2	
U-Th-Pb age at weighted average point from U/Pb=f(Th/Pb) diagram							
Pente	Δpente	Xbar	Ybar	Age	ΔAge^+	ΔAge^-	MSWD
-2.99	0.32	10.7988	33.5211	327,4	5,1	-4,8	1,5

Fig.IV-33c : Tableau récapitulatif des données du diagramme isochrone pour l'échantillon 487.

X. Synthèse des résultats de l'ensemble des données acquises sur le massif granitique de Millevaches

X-1. Principaux résultats de l'étude gravimétrique

- Le Millevaches apparaît comme un laccolite dont le plancher se situe entre 1,5 et 4 km de profondeur du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est.
- Il présente deux zones d'épaississement bien marquées (> 5km), au centre-est, à l'aplomb du granite de Meymac et à son extrémité sud. Ces deux secteurs sont excentrés par rapport à l'axe NS d'allongement du massif granitique. L'anomalie négative de forte intensité de la zone Est reflète un granite enfoui tardif « le granite de Neufs Jours », mis en évidence par les travaux miniers de Burnol et al. (1980). Dans la partie Sud, l'anomalie gravimétrique négative serait préférentiellement associée au granite porphyroïde de Glénat plutôt qu'aux leucogranites superficiels observés à proximité de la faille d'Argentat (Roig, communication personnelle).
Par conséquent, compte tenu des considérations ci-dessus et de la structure complexe en petits plutons du Millevaches (Stussi et Cuney, 1990), les secteurs Est et Sud ne peuvent correspondre aux zones d'alimentation de l'ensemble du massif de Millevaches.
- Le résultat des profils de modélisation gravimétrique est en bon accord avec l'interprétation des profils sismiques de Bitri et al. (1999).
- Les coupes de modélisation gravimétriques à travers le Millevaches ainsi que celles d'extension plus régionale le traversant, confirment sa forme laccolitique et son épaisseur décroissante du nord vers le sud, décelées par l'observation de la carte d'anomalie de Bouguer résiduelle et par la modélisation de l'interface granite / encaissant par la méthode d'inversion.
- Du nord au sud du massif de Millevaches, les différents profils gravimétriques signalent la présence systématique de granite au mur de la faille d'Argentat, ce qui confirme bien son rôle prépondérant dans la structuration des granites de la bordure ouest du Millevaches.
- Le granite d'Auriat situé au NW du Millevaches est modélisé comme un laccolite de 3,5 km d'épaisseur, bien plus épais que Millevaches (1km dans ce secteur). Le jeu normal ductile et fragile de la faille d'Argentat et le basculement de bloc associé explique cette différence d'épaisseur.
- Le granite de Guéret est un laccolite dont l'épaisseur n'excède pas quelques centaines de mètres au nord du massif de Millevaches. Il s'épaissit à l'approche de la faille du Sillon Houiller où il atteint environ un kilomètre.
- Le granite de Guéret est associé à une forte anomalie positive de forme ellipsoïdale. Celle-ci reflète un corps très dense de 3,1 g/cm³ et d'un kilomètre d'épaisseur, situé sous le massif de Guéret entre 4 et 5 km de profondeur. Par comparaison avec les anomalies gravimétriques des synformes de St Germain-Belles et d'Uzerche, ce corps orienté WNW-ESE, pourrait représenter des roches de haute pression.
- Sous le plateau d'Aigurande, au nord du décrochement de la Marche Orientale, les micaschistes dissimulent des masses granitiques enfouies, de forme tabulaire et d'épaisseur plurikilométrique (4 km) qui sont enracinées dans la faille de la Marche.

X-2. Résultats acquis par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique

- Les linéations et foliations magnétiques confirment l'importance de la zone décrochante dextre des Pradines.
- Dans la partie sud, à l'est des Pradines, les foliations magnétiques sont orientées NW-SE avec un pendage variant entre 0 et 40°. Dans le prolongement du décrochement des Pradines au centre et au nord de notre étude, les foliations magnétiques présentent une direction NNW-SSE avec un pendage de 60° en moyenne vers le NE. De part et d'autre du décrochement des Pradines, les foliations magnétiques orientées NW-SE sont sub-horizontales.
- Dans la partie sud, à l'est des Pradines, les linéations magnétiques sont orientées NW-SE avec un plongement n'excédant qu'exceptionnellement les 30°. Au centre et au nord, dans la continuité nord des Pradines, les linéations magnétiques sont horizontales avec une direction NNW-SSE. De part et d'autre des Pradines, les linéations magnétiques sont orientées NW-SE et sont sub-horizontales.
- L'ellipsoïde de déformation en cigare, bien défini le long du décrochement des Pradines et dans sa continuité nord renforce la fiabilité des linéations magnétiques sub-horizontales, orientées NNW-SSE. Ce type d'ellipsoïde est également mis en évidence à proximité de la faille d'Argentat dans les secteurs d'Eymoutiers et de Bourgneuf où les linéations sub-horizontales ou plongeant vers le NW présentent une direction NW-SE.
- L'ellipsoïde de déformation en galette est bien marqué le long du décrochement de St Michel de Veisse et dans le coin NE du massif de Millevaches (données Jover, 1986).

- La répartition du paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie des granites à biotite porphyroïdes et des granites à deux micas montre que ces deux types de granite se sont mis en place dans un contexte tectonique identique.
- Les granites du décrochement des Pradines et de sa prolongation nord sont caractérisés par un degré d'anisotropie relativement faible ($P < 10\%$). Cette observation indique que l'anisotropie de susceptibilité magnétique a été acquise à l'état magmatique, pendant la mise en place des granites.
- Les microstructures observées parallèlement à la linéation magnétique révèlent que l'acquisition de la fabrique s'est faite dans des conditions de « pre-full cristallisation » ou dans le continuum magmatique, juste après la cristallisation totale du magma.

X-3. Résultats des datations U/Pb par la méthode conventionnelle

- L'âge U/Pb de mise en place des granites à deux micas mylonitiques syntectoniques du décrochement des Pradines est estimé à 313 ± 4 Ma sur zircons et monazites.
- Le métamorphisme granulitique qui a donné lieu au paléosome à Kfs-Pl-Qtz-Bt-Sil-Crd-Grt des granulites du Grand Janon (Nord du Millevaches) est daté par les monazites à 315 ± 4 Ma.
- La partie leucosome des granulites du Grand Janon, appelée également « leucogranite à Grt-Crd de Royère » donne un âge similaire sur monazite à 316 ± 2 Ma.
- L'ensemble de ces résultats est en accord avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues sur les micas entre 305 et 315 Ma. La mise en place des granites à deux micas du Millevaches, le métamorphisme granulitique, l'anatexie à partir des granulites et l'activité du décrochement des Pradines sont quatre processus simultanés.

X-4. Résultats des datations Th-U-Pb sur monazite par la méthode chimique

- Les monazites des granites à biotite porphyroïde du massif de Millevaches donnent une gamme d'âge variable entre les échantillons prélevés au nord du massif, entre Bourganeuf et Royère –de- Vassivière, et ceux échantillonnés au centre vers Bugeat. Les premiers donnent une moyenne pondérée à $327,5 \pm 2,7$ Ma et une isochrone à $329 \pm 8,3 - 6,2$ Ma, tandis que la moyenne pondérée des seconds est de 336 ± 4 Ma et l'âge isochrone correspondant est de 342 ± 5 Ma. Le coefficient de corrélation pondéré de l'âge isochrone accorde plus de fiabilité sur l'âge à $329 \pm 8,3 - 6,2$ Ma des granites à biotite porphyroïde du nord du massif (MSWD= 1) que sur l'âge de ceux prélevés à Bugeat (MSWD=1,3).
La répartition du paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie des granites à biotite porphyroïdes et des granites à deux micas ainsi que leurs relations structurales (Stussi et Cuney, 1990), sont en faveur d'un âge de mise en place (pour les granites à biotite porphyroïde) peu éloigné de celui des granites à deux micas autour de 313 ± 4 Ma. Il existe un paradoxe entre les âges et les relations structurales des deux types de granite.
- Les monazites du leucosome des granulites prélevé dans le nord du massif dans la Forêt-Belleville indiquent un âge isochrone à 327 ± 5 Ma et une moyenne pondérée à 325 ± 4 Ma. Ces âges sont légèrement plus vieux que ceux obtenus par la méthode conventionnelle à 316 ± 2 Ma.

X-5. Résultats de l'étude thermobarométrique effectuée sur les granulites du Grand Janon

- Les conditions thermobarométriques estimées par le logiciel THERMOCALC indiquent des conditions de Pression –Température de 5 à 6 kbar et de 800°C – 850°C en moyenne pour le paléosome des granulites. Ces résultats sont en accord avec les estimations géochimiques obtenues par Shaw en 1991 qui considère une profondeur de mise en place des granulites entre 18 et 25 km. Pour cet auteur, celle-ci correspond également à celle des granites à deux micas.

X-6. Modèle de mise en place du massif granitique de Millevaches

A partir de l'ensemble des données structurales de terrain, d'anisotropie de susceptibilité magnétique et gravimétriques, une série de coupes géologiques E-W (Fig. IV-34) est proposée, du nord vers le sud du massif granitique de Millevaches qui apparaît comme une lame granitique horizontale nourrie par de minces conduits verticaux. Les foliations magnétiques enregistrées dans les granites, verticales dans la zone de faille des Pradines et horizontales de part et d'autre, sont confirmées par les observations de terrain (Fig. a, b, c et d, Planche XXIX). Cette structuration est également mise en évidence dans les micaschistes qui ont enregistrés le jeu dextre des Pradines. En section XZ les bandes de cisaillement dextre indiquent le sens du décrochement (Fig. h et h', Planche XIII, Chapitre III). De part et d'autre, du grand accident, les micaschistes subissant par endroit la fusion partielle qui génère les leucogranites, présentent une foliation sub horizontale (Fig. e et f, Planche XXIX).

Les modélisations gravimétriques imposent systématiquement sur tous les profils la présence d'une lame de leucogranite au mur de la faille d'Argentat. Celle-ci pourrait jouer un rôle dans l'alimentation des leucogranites situés au cœur de l'antiforme de Tulle (partie ouest de la coupe A).

La coupe A (Fig. IV-34), située dans la partie centre sud du massif, à l'est du décrochement des Pradines, laisse apparaître sous les micaschistes, des laccolites de leucogranites (ou granites à biotite porphyroïde).

La coupe B (Fig. IV-34), est la plus représentative des leucogranites du Millevaches. Verticaux dans le décrochement des Pradines et sub horizontaux de part et d'autre, ils sont à nouveau structurés verticalement au niveau de la bordure Est du Millevaches par la faille d'Ambrugeat. Celle-ci formant la continuité sud de la faille de Felletin-La Courtine a probablement joué précocement en décrochement dextre. La faille d'Ambrugeat laisse apparaître actuellement son jeu fragile tardif mais par endroit, des bandes de cisaillement attestant d'un mouvement décrochant sont décelées sur quelques échantillons volants de leucogranite. Les décrochements dextres de Felletin-La Courtine et d'Ambrugeat pourraient constituer des zones d'alimentation pour les magmas à l'origine des granites à deux micas du Millevaches. A l'est de la faille d'Ambrugeat, faute de plus amples informations, nous avons dessiné les granites de Meymac et de Neufs Jours superposés dans un seul bloc.

La coupe D (Fig. IV-34), localisée à l'extrémité nord du Millevaches montre une faible épaisseur de granite. Deux affleurements de granulites sont représentés. Ces derniers pourraient correspondre à la continuité nord de la faille des Pradines. L'un d'entre-eux, situé au hameau du Grand Janon sur la commune de St Pierre-Bellevue qui met en évidence dans les granulites des mouvements décrochants dextres (Chapitre III, §VI), nous conduit à envisager la prolongation des Pradines préférentiellement dans cette zone. A l'extrémité Est du massif, les leucogranites sont affectés par le décrochement dextre de Felletin-La Courtine (Chapitre III, §III-3). Les plans de foliations des granites de Guéret qui se verticalisent à l'aplomb du granite de Crocq ont été dessinés à partir des données A.S.M. de Jover (1986). En accord avec les données gravimétriques, le granite d'Auriat situé à l'ouest du Millevaches apparaît comme un laccolite de 3,5 km d'épaisseur.

L'importante longueur de l'accident des Pradines suivant la direction NNW-SSE parallèle au massif de Millevaches, son épaisseur plurikilométrique (5km), les structures C-S formées par les micas d'origine magmatique dans les leucogranites mylonitiques, les textures sub-solidus (quartz en mosaïque), font du décrochement dextre des Pradines (voir description détaillée, Chapitre III, §IV) une structure de grande ampleur fondamentale dans la mise en place des granites du Millevaches. Toutes les observations microstructurales s'accordent avec une mise en place des leucogranites du Millevaches syntectonique du décrochement des Pradines. Cette conclusion tectonique est confirmée par les données géochronologiques U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les granulites du Grand Janon affectées par le jeu dextre décrochant donnent un âge identique à celui des leucogranites.

A partir de l'ensemble de ces données nous proposons le modèle de mise en place suivant pour les leucogranites de Millevaches :

STADE I (Fig a. IV-35)

- Le décrochement des Pradines affecte une croûte préalablement structurée horizontalement.
- Cet accident concentre le magma en profondeur et joue un rôle de conduit d'alimentation.
- Les caractéristiques géochimiques des leucogranites montrent qu'ils sont issus de la fusion de métasédiments de la croûte inférieure (Downes et al., 1990 ; Shaw, 1991 ; Williamson et al., 1996). L'anatexie de la croûte inférieure pourrait être liée à un processus de délamination lithosphérique suggéré par Downes et al., (1990) et Leyreloup (1992) provoquant le sous plaquage d'un coin d'asthénosphère à la base de la croûte. Les magmas asthénosphériques réchauffant la base de la croûte conduisent à son anatexie. Les magmas se concentrent dans des chambres magmatiques localisées dans des espaces transtensifs en base de croûte.
- L'ascension des magmas se fait au sein de la zone de faille sous forme d'injections successives qui se relaient le long du décrochement des Pradines. Les magmas et le décrochement créent un système de plume dont le grand axe reste parallèle à la faille des Pradines.

STADE II (Fig b. IV-35)

- Le magma remonte dans la croûte moyenne. L'absence de signature gravimétrique du conduit d'alimentation nous laisse penser que : i) le magma remonte très rapidement (de 0,1 à 1000 ans, Petford et al., 1993) et n'a donc pas le temps de cristalliser dans le conduit d'alimentation; ii) ce dernier est étroit (entre 2 et 20 mètres, Petford et al., 1993) et se referme immédiatement après le passage du magma.
- Chaque injection, constituée de magma à faible teneur en cristaux (< 30% ; Vignerresse *et al.*, 1996), est piégée ensuite par une anisotropie mécanique (discontinuité rhéologique) par l'action combinée du contraste de densité magma / encaissant et de la contrainte tectonique régionale (Hutton, 1992 ; Petford *et al.*, 1993 ; D'Lemos *et al.*, 1993; Clemens *et al.*, 1997).
- Le magma migre de part et d'autre de l'accident des Pradines, parallèlement aux feuillets sub-horizontaux des métapélites.
- Le magma qui se met en place pendant le fonctionnement du décrochement des Pradines enregistre la contrainte maximum horizontale NNW-SSE à l'intérieur de la faille et NW-SE de part et d'autre.

Aucune trace de linéations verticales, reflet de l'ascension des magmas, n'est observée sur le terrain du fait que, dès leur arrivée dans la croûte moyenne, les magmas sont structurés par le jeu décrochant. Les linéations verticales sont immédiatement oblitérées par le fonctionnement en décrochement dextre.

- La complexité du Millevaches en plusieurs petits plutons, décelés par les divers travaux miniers (Stussi et Cuney, 1990), pourrait être expliquée par la remontée rapide du magma par « pulses » se relayant dans le temps le long de la faille. A chaque remontée correspond un petit laccolite.
- Le système de plumes magmatiques NNW-SSE pourrait correspondre à de grandes fractures ouvertes qui seraient en accord localement avec un σ_3 orienté WSW-ENE.

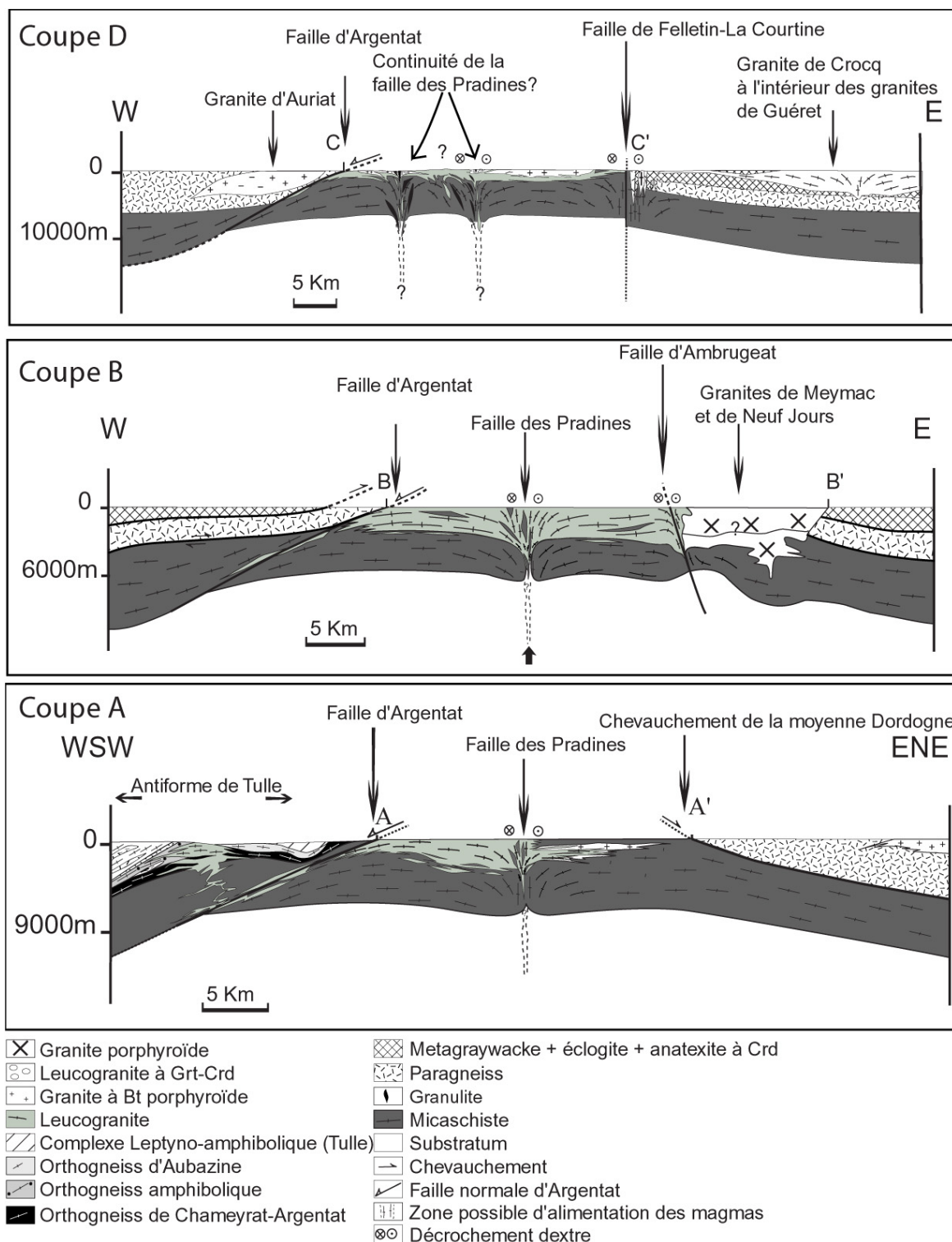


FIG. IV-34- Coupes géologiques à travers le massif granitique de Millevaches (voir localisation, Fig. IV-13) à partir des données structurales, gravimétriques et d'anisotropie de susceptibilité magnétique.

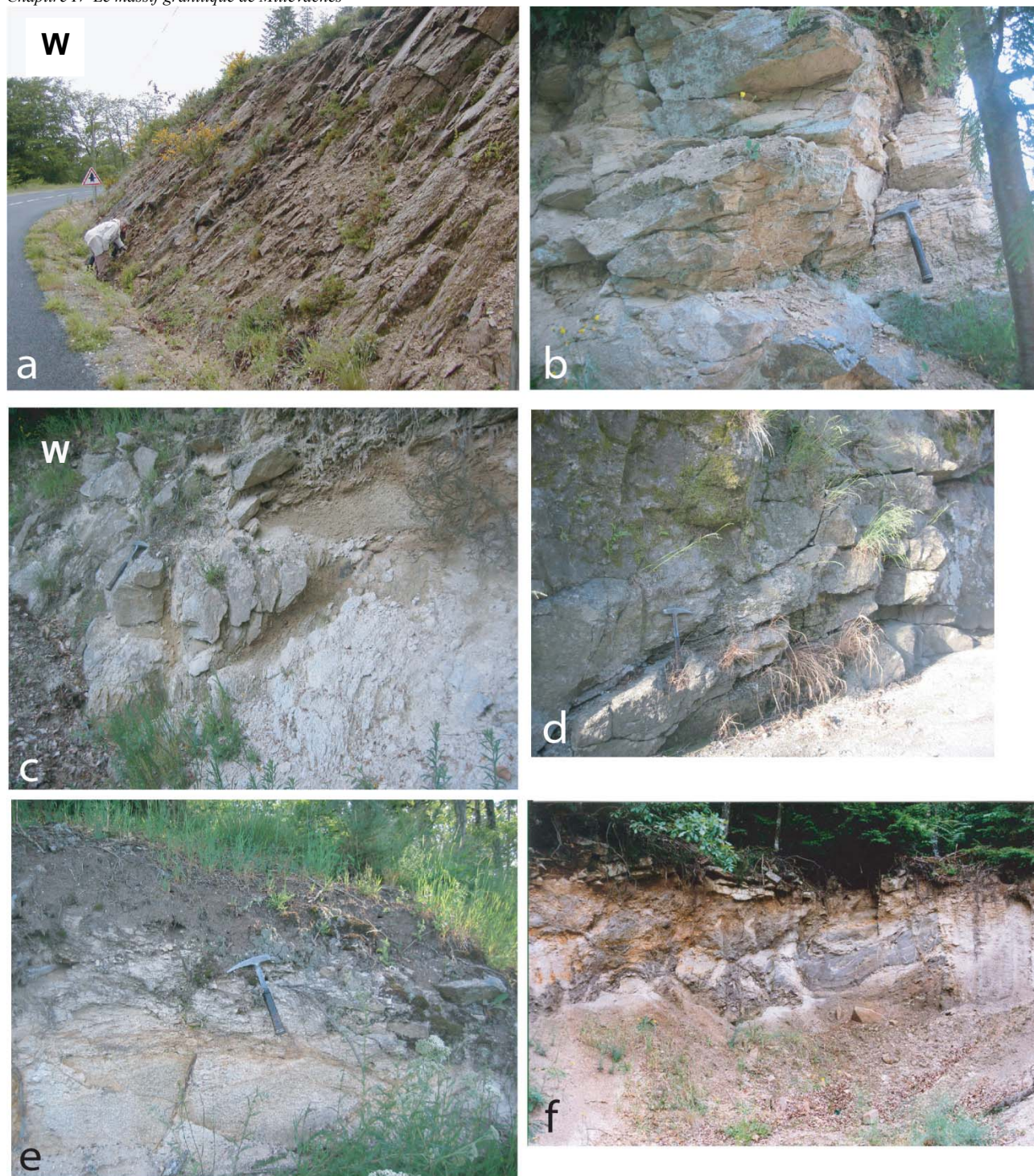


PLANCHE XXIX- Photographies mettant en évidence la structuration des leucogranites du Millevaches à l'intérieur de l'accident des Pradines et de part et d'autre. a :Foliation granitique à fort pendage dans la zone mylonitique des Pradines. b : Foliation plate à Treignac (bordure ouest du Millevaches). c :Fusion partielle des micaschistes foliés verticalement dans la zone de faille des Pradines (Lestard) donnant naissance aux leucogranites. d. Foliation granitique horizontale à Treignac. e : Fusion partielle des micaschistes structurés horizontalement à l'ouest des Pradines donnant lieu aux leucogranites. f. Micaschistes sub horizontaux subissant progressivement le phénomène de fusion partielle.

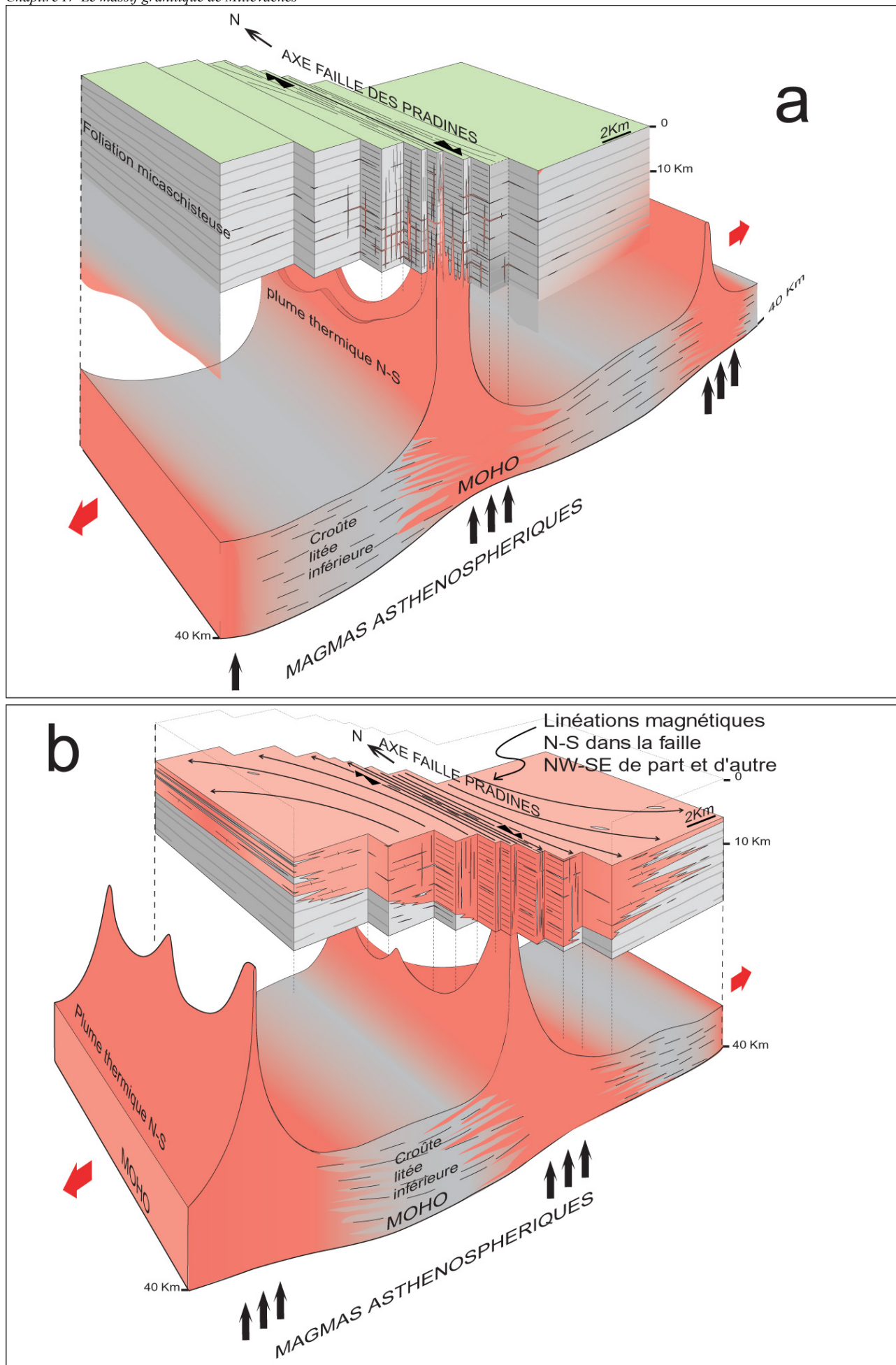


FIG. IV-35– Modèle de mise en place proposé pour le massif granitique de Millevaches

CHAPITRE V : DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSION

L'étude du Limousin a permis de mieux comprendre les mécanismes de mise en place des granites et leurs relations avec la tectonique décrochante.

La mise en place des granites de cette région est étroitement liée au fonctionnement des grandes zones de cisaillement ductiles.

I. Le Massif granitique de Millevaches

I-1. Observations structurales, cinématique et conditions de la déformation

La mise en place du massif granitique de Millevaches est contrôlée par trois grands décrochements. Il est limité à l'ouest par la faille normale ductile puis fragile d'Argentat qui le sépare des séries métamorphiques du Limousin (Floch', 1983). Au nord, il est séparé du massif granitique de Guéret par le décrochement dextre de St Michel de Veisse qui se connecte à l'ESE au décrochement dextre N-S de Felletin-La Courtine. Ce dernier se divise en deux branches : l'une, représentée par la faille N-S d'Ambrugeat, forme la limite Est du Millevaches et le dissocie des gneiss à biotite-sillimanite et des migmatites à cordiérite à l'Est; l'autre s'infléchit au SE vers la Courtine et se poursuit dans les gorges du Chavanon. Il est affecté au centre par le décrochement dextre NNW-SSE des Pradines parallèle à la direction NS du Millevaches.

Les mylonites des granites à deux micas du décrochement de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine présentent des bandes de cisaillement dextres très pénétratives. La mesure des O.P.R. du quartz sur les granites à deux micas mylonitiques de la bordure Est du Millevaches montre que la déformation en décrochement dextre s'est effectuée dans des conditions de température relativement élevées entre 400° et 700°C au cours du refroidissement du granite. Dans le coin nord - est du Millevaches, à la jonction des failles de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine, les mylonites de granites à deux micas montrent des sens de cisaillements opposés. Plus au Sud, à l'WSW de Felletin, les décrochements dextres sont repris par un mécanisme en faille inverse ductile vers le SW. Les microstructures associées sont en faveur d'une déformation acquise à l'état solide (volume de cristaux < à 75%) dans le continuum magmatique.

Les failles de St Michel de Veisse et la Courtine affectent également les même granodiorites à monzogranites de Guéret. La mesure des O.P.R. du quartz des mylonites et ultramylonites de ces granites montre une distribution des axes < c > sur Y caractéristique du glissement prismatique < a > qui ne peut être activé que sous des conditions de température élevées entre 400°C et 700°C, au cours du refroidissement des granites.

Le décrochement des Pradines, orienté NNW-SSE affecte les granites à deux micas et les granites à biotite porphyroïdes du Millevaches sur cinq à six kilomètres de large (Fig.V-1). La déformation des granites à deux

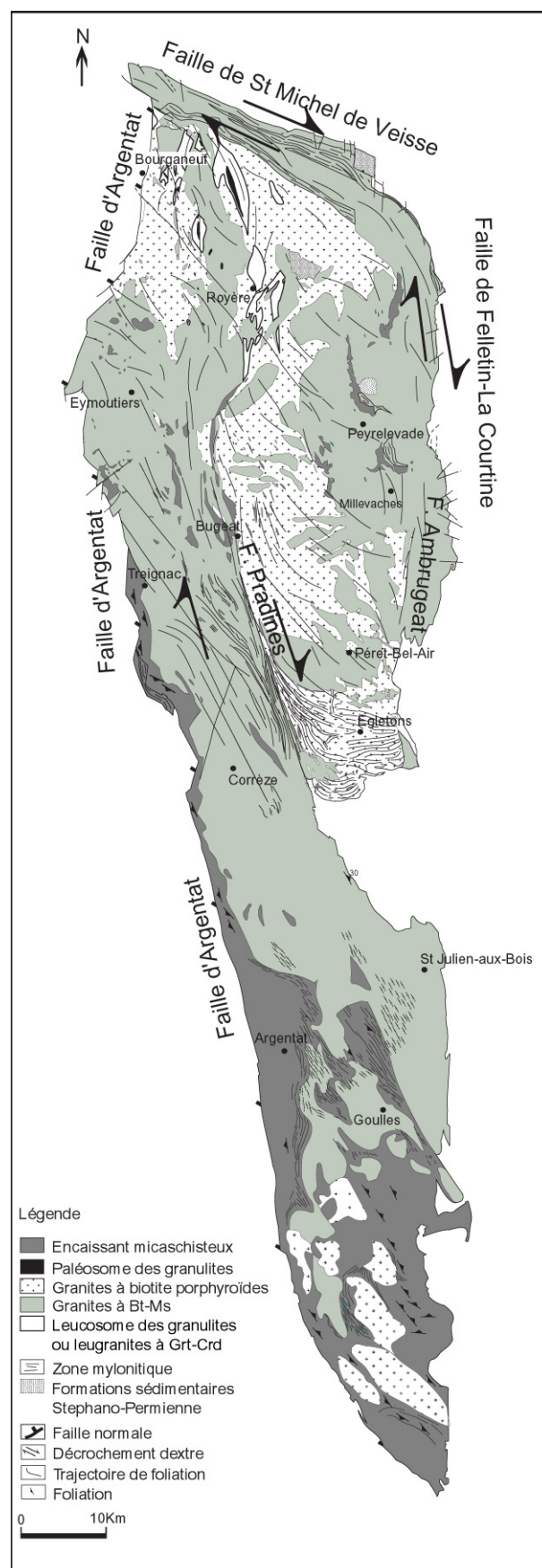


FIG. V-1 – Carte pétrostructurale du massif de Millevaches.

micas se caractérise par des bandes de cisaillement dextres très pénétratives. L'abondance des bandes de cisaillement C ainsi que l'angle C-S (entre 25° et 30°) sont constants dans la masse leucogranitique et définissent un faciès très homogène à l'échelle de l'affleurement. Les microstructures C-S indiquent un sens de cisaillement dextre. Elles sont formées par de grandes plages de biotite et de muscovite qui délimitent des rubans de quartz polycristallins. Ces derniers présentent en lame mince des joints de grains à 90° décrits par Gapais et Barbarin (1986) et Tommasi et Vauchez (1994) comme étant des structures sub-solidus. L'aspect très pénétratif des microstructures C-S suggère que les plans C et S se soient formés en même temps. Les muscovites analysées à la microsonde électronique se placent dans le diagramme ternaire FeO+MnO, TiO₂ et MgO de Miller (1987) dans le champ des muscovites magmatiques. L'ensemble de ces observations conduit à penser que la mise en place des granites à deux micas est syntectonique du décrochement ductile dextre des Pradines.

Les granites à biotite porphyroïdes ont enregistré le jeu décrochant dextre de la faille des Pradines lors de leur mise en place. D'une orientation N-S à NNW-SSE au sein de la faille des Pradines, ils se réorientent NW-SE de part et d'autre de celle-ci (Fig.V-1). Ces observations sont confirmées par Stussi et Cuney (1990) qui pensent que la réorientation des mégacrists de K feldspaths dans les granites de Boucharon et de la Mine (près de Péret-Bel-Air, Fig.V-1) s'est faite au stade magmatique. En se basant sur l'orientation préférentielle des feldspaths potassiques dans le secteur d'Egletons, Mezure (1980) arrive aux mêmes conclusions.

De part et d'autre du décrochement des Pradines, les granites à deux micas et les granites à biotite porphyroïdes présentent des plans de foliation sub horizontaux. A proximité de la faille d'Argentat, ces derniers se réorientent vers l'WNW. Les sens de cisaillement parallèles à la linéation orientée NW sont en faveur d'un mouvement en faille normale vers le NW.

Au Nord du massif de Millevaches, affleurent des granulites de haute température - moyenne pression disposées suivant une direction NNW-SSE (Fig.V-1). Elles sont constituées de deux parties : un paléosome dont la paragenèse est à Kfs-Pl-Qtz-Bt-Crd-Grt-Sil et un leucosome à Kfs-Pl-Qtz-Grt-Crd. Ces granulites présentent une foliation sub verticale orientée NNW-SSE qui porte une linéation subhorizontale. Les critères de cisaillement associés indiquent un mécanisme en décrochement dextre. Ces formations pourraient former la prolongation nord du décrochement dextre des Pradines. Les conditions thermobarométriques estimées par le logiciel THERMOCALC indiquent des conditions de Pression - Température de 5 à 6 kbar et de 800°-850°C en moyenne pour le paléosome. Ces deux types de roches diffèrent essentiellement par un degré d'anatexie plus ou moins important. Il en va de même pour l'origine des granites à deux micas dont la différence minéralogique et géochimique avec les granulites proviendrait d'après Shaw (1991) du degré de fusion partielle plus ou moins élevé subi par le matériel source. La profondeur de mise en place du leucosome à Grt-Crd

et, par extension (Shaw, 1991), celle des granites à deux micas est estimée entre 18 et 21 km.

I-2. Les résultats de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (A.S.M.).

L' A.S.M mesurée sur les granites à deux micas et sur les granites à biotite porphyroïdes permet d'affiner la géométrie et la cinématique des failles ductiles, et confirme leur fonctionnement pendant la mise en place des granites de Millevaches.

A proximité de la faille normale d'Argentat, les plans de foliation magnétique sont pentés de 30 à 40° vers le NW. La linéation magnétique orientée NW-SE et sub-horizontale ou plonge de 30° au NW.

Dans la partie extrême nord du massif (Jover, 1986), les foliations magnétiques à fort pendage se localisent parallèlement à la faille de St Michel de Veisse. A l'est de la faille, les plans de foliation tournent et suivent la bordure du massif granitique. D'une orientation E-W à NW-SE dans le décrochement dextre de St Michel de Veisse, elles deviennent progressivement N-S parallèlement au décrochement dextre de Felletin-La Courtine (Fig.V-1).

Dans la zone du décrochement des Pradines et son prolongement nord, la linéation magnétique est horizontale et orientée NNW-SSE. Elle devient NW-SE quand on s'éloigne de la faille.

Les foliations magnétiques présentent une direction NNW-SSE parallèle à la direction du décrochement avec un pendage moyen de 60° vers le NE (Fig.V-1). En s'éloignant du cisaillement des Pradines, les foliations magnétiques deviennent sub-horizontales et sont orientées NW-SE.

La répartition du paramètre de forme en fonction du degré d'anisotropie des granites à biotite porphyroïdes et des granites à deux micas montre que ces deux types de granite se sont mis en place dans un contexte tectonique identique. En accord avec les résultats A.S.M, les relations structurales entre les granites à biotite porphyroïdes et les granites à deux micas observées par Stussi et Cuney (1990) lors de leurs travaux dans la mine de Boucheron, à proximité de Péret Bel Air (Fig.V-1), les conduisent également à proposer une mise en place subcontemporaine pour ces deux types de granites.

I-3. Les résultats gravimétriques

La carte d'anomalie de Bouguer résiduelle et la modélisation de l'interface granite / encaissant par la méthode d'inversion montre que le Millevaches s'apparente à un laccolite dont le plancher se situe entre 1,5 et 4 km de profondeur du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est.

Il présente deux zones d'épaississement bien marquées (> 5km), au centre-est, à l'aplomb du granite de Meymac et à son extrémité sud. Ces deux secteurs sont excentrés par rapport à l'extension géographique N-S du massif granitique. L'anomalie négative de forte intensité de la zone Est reflète un granite enfoui tardif « le granite de Neufs Jours », mis en évidence par les travaux miniers de Burnol et al. (1980). Sur des critères minéralogiques et géochimiques, Stussi et Cuney (1990) montrent que les granites de Meymac ne constituent pas

l'extension orientale des granites de Boucheron et de la Mine situés à l'est du Millevaches. Ces derniers correspondent à deux autres intrusions.

Dans la partie Sud, l'anomalie gravimétrique négative serait préférentiellement associée au granite porphyroïde de Glénat plutôt qu'aux leucogranites superficiels observés à proximité de la faille d'Argentat (Roig, communication personnelle).

Compte tenu des considérations ci-dessus et de la structure complexe du Millevaches, les secteurs Est et Sud ne peuvent correspondre aux zones d'alimentation de l'ensemble du massif de Millevaches.

Les coupes de modélisation gravimétriques à travers le Millevaches ainsi que celles d'extension plus régionale le traversant, confirment sa forme laccolitique et son épaisseur décroissante du nord vers le sud.

Le long de la bordure ouest du massif de Millevaches, l'ensemble des modélisations gravimétriques impose la présence systématique de granite le long du mur de la faille d'Argentat.

I-4. Les résultats géochronologiques

Les datations géochronologiques U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ confortent les données de géologie structurale en faveur d'une mise en place des granites à deux micas syntectonique du décrochement dextre des Pradines.

Les micas formant les structures C-S des leucogranites mylonitiques, fournissent des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ autour de 315 Ma. Les données argon à 300-320 Ma acquises sur les biotites et les muscovites datent le passage des isothermes 300°C et 400°C qui postdatent la mylonitisation principale de plus haute température.

L'âge de la mise en place du granite à deux micas des Pradines a été daté par la méthode U/Pb sur zircon et monazite par intercept supérieur à 313 ± 4 Ma.

Les données tectoniques et microtectoniques, associées aux données U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont en faveur d'une mylonitisation des granites à deux micas des Pradines synchrone de leur mise en place et d'un refroidissement rapide des granites à deux micas depuis leur mise en place.

La datation U/Pb sur monazites du paléosome des granulites de la continuité nord des Pradines, a permis de mettre en évidence un âge de 315 ± 4 Ma. Cet âge est interprété comme l'âge du métamorphisme granulitique. De même un âge de 316 ± 2 Ma a été obtenu sur le leucosome à grenat-cordiérite qui représente le terme ultime de l'anatexie de ces granulites.

Le métamorphisme granulitique est contemporain de la mise en place et de la mylonitisation du granite à deux micas associé à la faille des Pradines.

Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur les mylonites de granites des décrochements de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine peuvent être interprétées comme des âges de refroidissement à la fin de leur fonctionnement vers 310 – 300 Ma.

I-5. Modèle de mise en place des granites du Millevaches (Fig.V-2)

A partir des résultats ci-dessus, nous proposons que le décrochement dextre des Pradines a permis la remontée des magmas dans la croûte moyenne et a joué

un rôle significatif dans la mise en place des granites du Millevaches.

- Le décrochement des Pradines affecte une croûte préalablement structurée horizontalement.

- Cet accident concentre le magma en profondeur et joue un rôle de conduit d'alimentation.

- Les magmas sont issus d'une fusion relativement rapide (de 100 à 100.000 ans) (Holtz & Johannes, 1991 ; Patiño Douce & Johnston, 1991) qui pourrait être liée à un apport de chaleur convectif par sous-plaquage (Downes et al., 1990 ; Leyreloup, 1992) ou intrusion dans la croûte inférieure de magmas basaltiques issus du manteau (Davidson et al., 1992 ; Petford & Gallagher, 2001). Le magma est concentré dans la croûte inférieure au sein de chambres magmatiques.

- Le grand décrochement des Pradines contrôle le magma en profondeur, issu de la fusion de la croûte inférieure, en créant un « système de plume » orienté NNW-SSE.

- L'ascension s'est effectuée probablement très rapidement (de 0,1 à 1000 ans ; Petford et al., 1993) au sein de la zone de faille, sous forme d'injections successives qui se sont relayées le long du grand axe NNW-SSE des Pradines par l'action combinée du contraste de densité magma / encaissant et de la contrainte tectonique régionale (Hutton, 1992 ; Petford et al., 1993 ; Clemens et al., 1997).

- L'absence de signature gravimétrique de ces conduits verticaux nous amène à penser qu'ils sont étroits (entre 2 et 20 m ; Petford et al., 1993) et se referment immédiatement après le passage du magma de telle sorte que celui-ci n'ait pas le temps de cristalliser.

- Chaque injection, constituée probablement de magma à faible teneur en cristaux (<30% ; Vigneresse et al., 1996) est piégée par une anisotropie mécanique dans la croûte moyenne. Dans le Limousin, celle-ci correspond à la structuration sub-horizontale des micaschistes et des métapélites acquise lors de la tectonique tangentielle en nappes du Massif Central.

- La migration des magmas parallèlement aux feuillets micaschisteux conduit à la formation d'un laccolite qui se forme en deux temps, tout d'abord par propagation latérale puis, par épaissement vertical.

- Le magma qui se met en place pendant le fonctionnement du décrochement des Pradines enregistre le champ de contrainte NNW-SSE à l'intérieur de la faille et NW-SE de part et d'autre.

- La poussée de magma au toit du laccolite induit une déformation par aplatissement (contrainte verticale) qui pourrait être relaxée par le développement de faille sub-horizontale et normale au toit du granite. La faille ductile d'Argentat joue ce rôle en absorbant le déplacement du magma qui remonte depuis l'axe ascensionnel principal NNW-SSE des Pradines.

Lors de la propagation latérale des magmas à l'est du couloir des Pradines, le développement de la faille sub horizontale et normale vers l'est au toit des granites a été stoppé par le fonctionnement du décrochement dextre de Felletin-La Courtine. Cette expansion latérale a aussi été arrêtée par la masse granitique rigide du Guéret refroidi au moins depuis 335 Ma. La discordance des Tuffs Anthracifères Viséen en est la preuve (Faure et al., 2002). Dès lors, butant contre le Guéret, la propagation latérale des granites à deux micas du Millevaches dans le

coin nord-est s'est arrêtée, induisant des mouvements rétroactifs en faille inverse vers le SW enregistrés dans les granites mylonitiques et une forte déformation coaxiale mise en évidence par les C-S dextres et

sénestres. Cette déformation coaxiale est bien enregistrée par la fabrique magnétique des granites à deux micas de ce secteur qui est caractérisée par un ellipsoïde de déformation en galette.

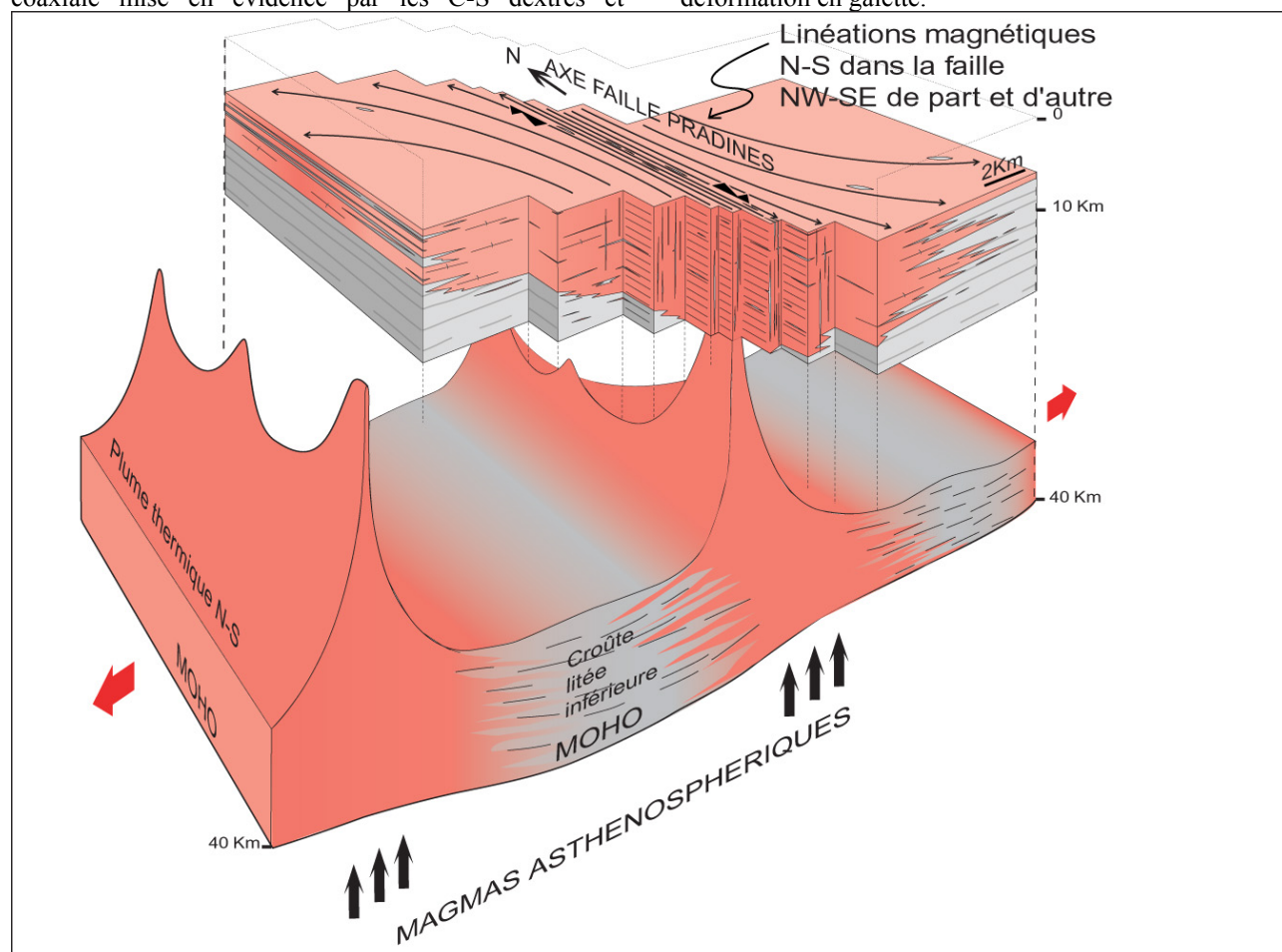


FIG. V-2 – Modèle de mise en place des granites du massif de Millevaches.

II. Généralisation aux granites de la Marche, de la Brême et du Guéret

Le mode de mise en place des granites de Millevaches, caractérisé par une ascension des magmas dans un conduit vertical puis par une mise en place par expansion latérale dans un plan horizontal, peut se généraliser à l'ensemble de la région du Limousin.

II-1. Les granites à deux micas de la Marche

La déformation du granite de la Marche est décrite comme une déformation ductile synmagmatique en décrochement sénestre (Choukroune et al., 1983). Les données structurales et de terrain, couplées à l'étude gravimétrique (Dumas et al., 1990 ; Gébelin et al., soumis) permettent de confirmer ce résultat et de proposer un modèle de mise en place pour les granites de la Marche et du plateau d'Aigurande.

La structuration verticale des granites à deux micas à l'aplomb de la faille est associée à une forte anomalie gravimétrique négative, cohérente avec l'interprétation de cette zone comme un conduit d'alimentation.

Loin de la faille, la gravimétrie modélise des laccolites de granites d'épaisseur plurikilométriques (4

kms) enfouis sous les micaschistes qui viennent progressivement s'enraciner dans la faille de la Marche.

L'âge de mise en place des granites à deux micas de la Marche est donné par les monazites datées par la méthode chimique U-Th-Pb à 335 ± 5 Ma. Cet âge est cohérent avec les résultats obtenus sur les muscovites magmatiques des mêmes échantillons par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

II-2. Le complexe leucogranitique de la Brême

Les granites à deux micas de la Brême datés à 324 ± 4 Ma (méthode U/Pb, Holliger et al., 1986) présentent également une forme laccolitique (Audrain et al., 1989 ; Gébelin et al., soumis).

Le massif granitique de la Brême est limité à l'ouest et à l'est par les failles normales ductiles de Nantiat et de Bussières-Madeleine pour lesquelles Mollier et Bouchez (1982), Faure et Pons (1991), Faure et al., (1990) ont proposé un fonctionnement synchrone de la mise en place des granites.

A partir de ce résultat, de nos observations structurales et modèles gravimétriques, nous proposons que les granites de la Brême se soient mis en place suivant le modèle de « crack opening » (Hutton, 1988) le long du décrochement d'Ouzilly – Arrênes (Fig. V-3a).

Dans un premier stade, le décrochement dextre se déchire parallèlement à son axe WNW pour créer une fente verticale qui va jouer le rôle de conduit d'alimentation (Fig. V-3b).

La fente s'ouvre en progressant préférentiellement vers le sud, en raison du blocage partiel à l'ouest du décrochement (Fig. V-3b).

Le magma migre ensuite vers le SSW en utilisant la structuration sub-horizontale des micaschistes (Fig. V-3c).

La poussée du magma au toit du laccolite est amortie par le déploiement de part et d'autre du cœur du massif par des failles sub-horizontales et normales (failles de Nantiat à l'Ouest et de Bussièrès-Madeleine à l'Est) qui accompagnent le déplacement du magma (Fig. V-3d).

In fine, la carte géologique de la France qui rend compte de l'état final de ce modèle possible, montre que ces granites sont limités au Nord par la faille de la Marche et recoupent la faille d'Ouzilly – Arrènes (Chapitre IV, FIG. IV-1a).

II-3. Le complexe granitique du Guéret

La partie nord du Limousin est occupée par le massif granitique de Guéret dont l'âge de mise en place est estimé à 356 ± 10 Ma (Rb/Sr sur roches totales ; Berthier, 1979). Il est limité au nord par le décrochement sénestre de la Marche et au sud par le réseau de faille d'Ouzilly, Arrènes, St Michel de Veisse et Felletin-La Courtine.

L'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique sur les granites de Guéret met en évidence des plans de foliation magnétique sub-horizontaux et des linéations magnétiques orientées NW-SE subhorizontales (Jover, 1986).

L'observation de la carte d'anomalie de Bouguer résiduelle à l'échelle régionale et les coupes de modélisations gravimétriques traversant les granites de Guéret mettent en évidence un laccolite dont l'épaisseur n'excède pas quelques centaines de mètres au nord du Millevaches.

Ces résultats gravimétriques favorisent un modèle en laccolite sub horizontal de faible épaisseur, mais ne permet pas de situer les zones d'alimentation et de provenance des magmas.

L'analyse structurale montre également l'importance des failles ductiles syn magmatiques d'Arrènes, de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine.

On suppose, sans plus de précision, que les grands accidents ductiles qui bordent le massif granitique de Guéret sont tous des candidats possibles pour drainer les magmas profonds.

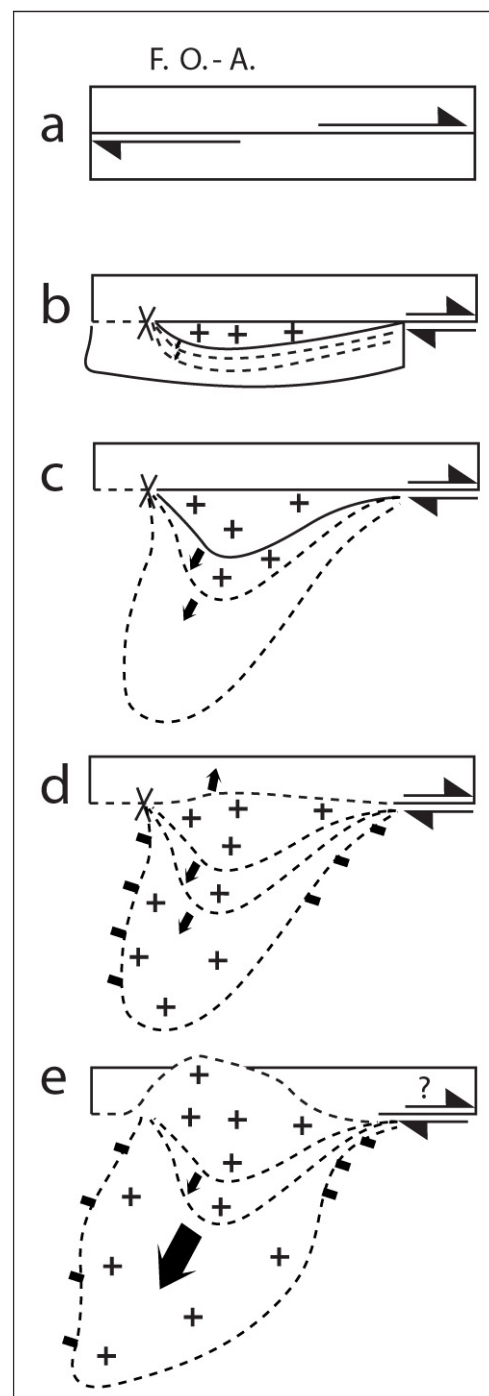


FIG. V-3 – Modèle de mise en place du massif granitique de la Brême suivant le modèle de « crack-opening » (Hutton, 1988).

a : Décrochement dextre d'Ouzilly-Arrènes orienté WNW. b : Déchirement du décrochement parallèlement à son axe et création d'une fente verticale qui sert de conduit d'alimentation pour la mise en place des magmas. Ouverture de la fente préférentiellement vers le SSW par blocage partiel à l'ouest du décrochement (croix). c : Migration du magma vers le SSW parallèlement aux feuilletés micaschisteux sub horizontaux. d : Progression du magma vers le SSW et développement de failles sub horizontales et normales au toit du laccolite. L'activité du décrochement dextre cesse peu à peu et le magma migre légèrement vers la bordure Nord. e. Le magma continue à migrer vers le SSW mais aussi vers le nord par baisse d'activité du décrochement (?). Les failles initialement sub horizontales au toit du granite deviennent de plus en plus pentées de part et d'autre du cœur du massif.

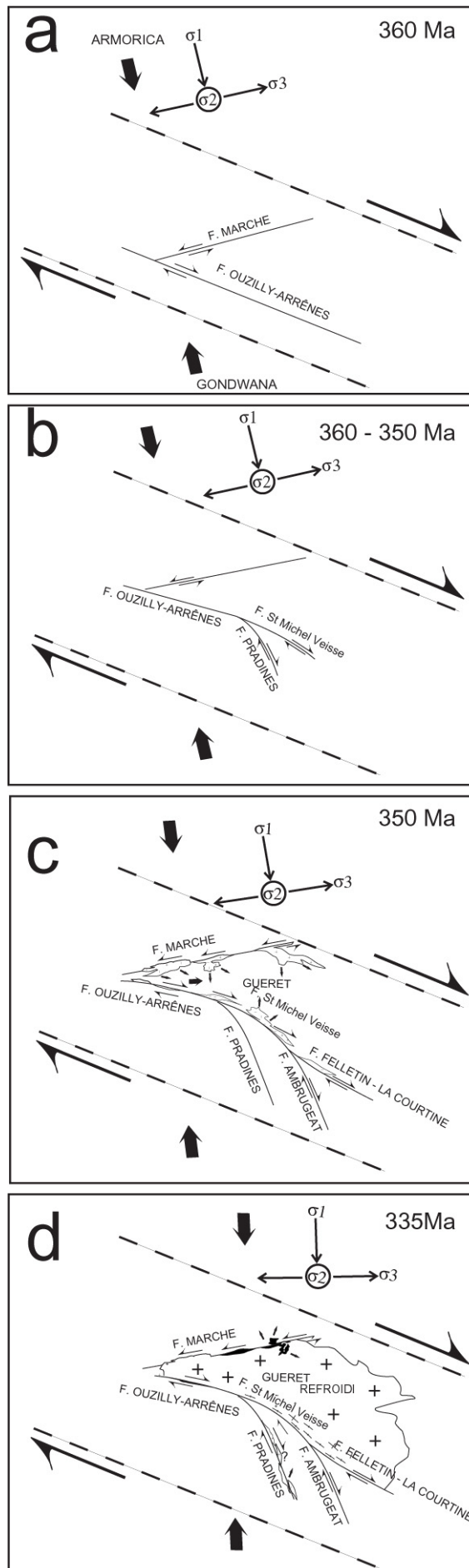


FIG. V-4 – Modèle d'évolution tectonique du Limousin (Voir commentaires des figures dans le texte).

III. Evolution temporelle du modèle d'évolution des décrochements du Limousin associés à la mise en place des granites

A partir des observations microstructurales et des résultats géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U/Pb par méthode conventionnelle et U-Th-Pb par méthode chimique obtenus sur les gneiss à Bt-Sil et sur les granites non déformés et mylonitiques, nous proposons un modèle d'évolution tectonique du Limousin.

- A la suite de la phase majeure d'épaississement de l'orogénèse Varisque liée à la subduction vers le Nord de l'océan Galicia-Massif Central sous la microplaque Armorica (Matte, 2002), se développe vers 350 Ma un grand réseau de failles décrochantes dextres en contexte transpressif (Fig. V-4).

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ acquis sur les biotites des gneiss à Bt-Sil du plateau d'Aigurande et du Chavanon et les âges (méthode chimique U-Th-Pb) sur monazites de ces mêmes formations témoignent de cet épisode à 350 Ma. L'écart des températures de fermeture entre ces deux systèmes de datation suppose un refroidissement rapide, qui pourrait se corrélérer avec la phase d'exhumation postérieure à l'épaississement dans cette région du Massif Central.

- Vers 350-360 Ma (Fig. V-4 a), avant la mise en place des grands massifs de granite, l'ensemble du réseau de faille formé par Ouzilly, Arrênes formait un seul et même décrochement dextre.

Les travaux de forage élaborés par l'ANDRA (Virlogeux et al., 1999) au niveau du Seuil du Poitou montrent que le décrochement sénestre de la Marche se connecte au réseau d'Ouzilly-Arrênes. On propose que le décrochement sénestre de la Marche constituait à ce stade, une faille antithétique du système décrochant dextre majeur (Fig. V-4 a).

- Le système décrochant dextre évolue dans le temps et dans l'espace créant des branches anastomosées.

Les failles d'Ouzilly-Arrênes se divisent pour donner naissance aux décrochements des Pradines et de St Michel de Veisse (Fig. V-4b).

- Vers 350 Ma (Fig. V-4c), St Michel de Veisse se scinde en deux branches ; l'une est prise en relais par la faille d'Ambrugeat au sud, l'autre s'infléchit au SE vers la Courtine et se poursuit dans les gorges du Chavanon.

- 350 Ma représente également l'âge de mise en place des granites à biotite de Guéret (Fig. V-4c) (Berthier et al., 1979). Ils sont limités par les décrochements dextres de St Michel de Veisse et de Felletin-La Courtine qui enregistrent une déformation ductile acquise au cours du refroidissement des granites entre 400°C et 700°C.

- 335 Ma (Fig. V-4d) correspond à l'âge de mise en place des granites à deux micas dans le décrochement de la Marche Orientale (méthode chimique U-Th-Pb).

Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de refroidissement des clastes de muscovite primaire sur les mêmes échantillons indiquent des âges similaires. Ces magmas, dans le décrochement sénestre de la Marche, peuvent aussi migrer en utilisant

la pré structuration sub-horizontale des micaschistes. Ils sont probablement localisés soit par des modèles de structure pull-apart (Guinebertau et al., 1987), soit par crack opening (Hutton, 1988).

335 Ma marque également la limite maximale d'âge de refroidissement des granites de Guéret, correspondant à la discordance des Tuffs Anthracifères (Faure et al., 2002).

- 335-330 Ma pourrait correspondre à l'âge de mise en place des granites à biotite porphyroïdes du Millevaches (Fig. V-4d), datés par la méthode chimique U-Th-Pb sur monazites. Les relations structurales entre les granites à deux micas et les granites à biotite porphyroïdes, les résultats A.S.M. et l'âge à 324 ± 1 Ma (méthode U/Pb sur zircon, Gebauer, 1981) laissent cependant penser que la mise en place des granites à biotite porphyroïdes du Millevaches est plus tardive que 330-335 Ma.

- Le système en cisaillement simple dextre évolue, induisant une rotation horaire progressive du décrochement sénestre de la Marche qui d'une direction initiale NE-SW à 360-350 Ma devient E-W vers 320 Ma (Fig. V-4e).

-325-320 Ma est l'âge de mise en place des granites à deux micas de la Brême daté par la méthode U/Pb à 324 ± 4 Ma (Holliger et al., 1986).

Mise en place des granites de la Marche Occidentale, le long du décrochement qui se transforme peu à peu en faille inverse vers le NE (Fig. V-4e). *L'évolution du système en cisaillement simple dextre induit une rotation horaire de l'ensemble des structures qui depuis une direction initiale NE-SW vers 350 Ma (Fig. V-4a, b, c) se réoriente ENE-WSW à E-W (Fig. V-4e).*

-320-315 Ma correspond à l'âge de mise en place syntectonique des granites à deux micas du Millevaches (Fig. V-2e). *Les magmas migrant à l'est du couloir des Pradines sont stoppés i) par les décrochements de St Michel de Veisse-Felletin-La Courtine qui continuent à fonctionner, ii) par le bloc Guéret refroidi depuis 335 Ma. La poussée des granites à deux micas perturbe la continuité des deux décrochements actifs, créant un bombement dans le coin nord est du Millevaches. Cette forte contrainte coaxiale induit des sens de cisaillements divergents à ce niveau, enregistrés par les granites. La résistance du Guéret face à la rhéologie des granites à deux micas provoque un mouvement rétroactif dans ces derniers correspondant aux mouvements en faille inverse vers le SW.*

- 315 Ma correspond aussi à l'âge du métamorphisme granulitique daté pour la première fois en U/Pb sur monazites.

- Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des gneiss à Bt-Sil encaissant des granites à deux micas sont rajeunis, mais la cinématique C-S à Bt-Sil décrochante dextre ancienne (350 Ma) est préservée.

- Les failles normales ductiles, telles que la faille d'Argentat ou les failles de Bussières – Madeleine et de

Nantiat sont initiées au toit des granites à 315-320 Ma dans le cas du Millevaches et à 320 -325 Ma pour la Brême (Fig. V-4e).

- Les faciès mylonitiques des granites à deux micas datent la fin du fonctionnement des zones de cisaillement ductile du Limousin vers 300 Ma (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

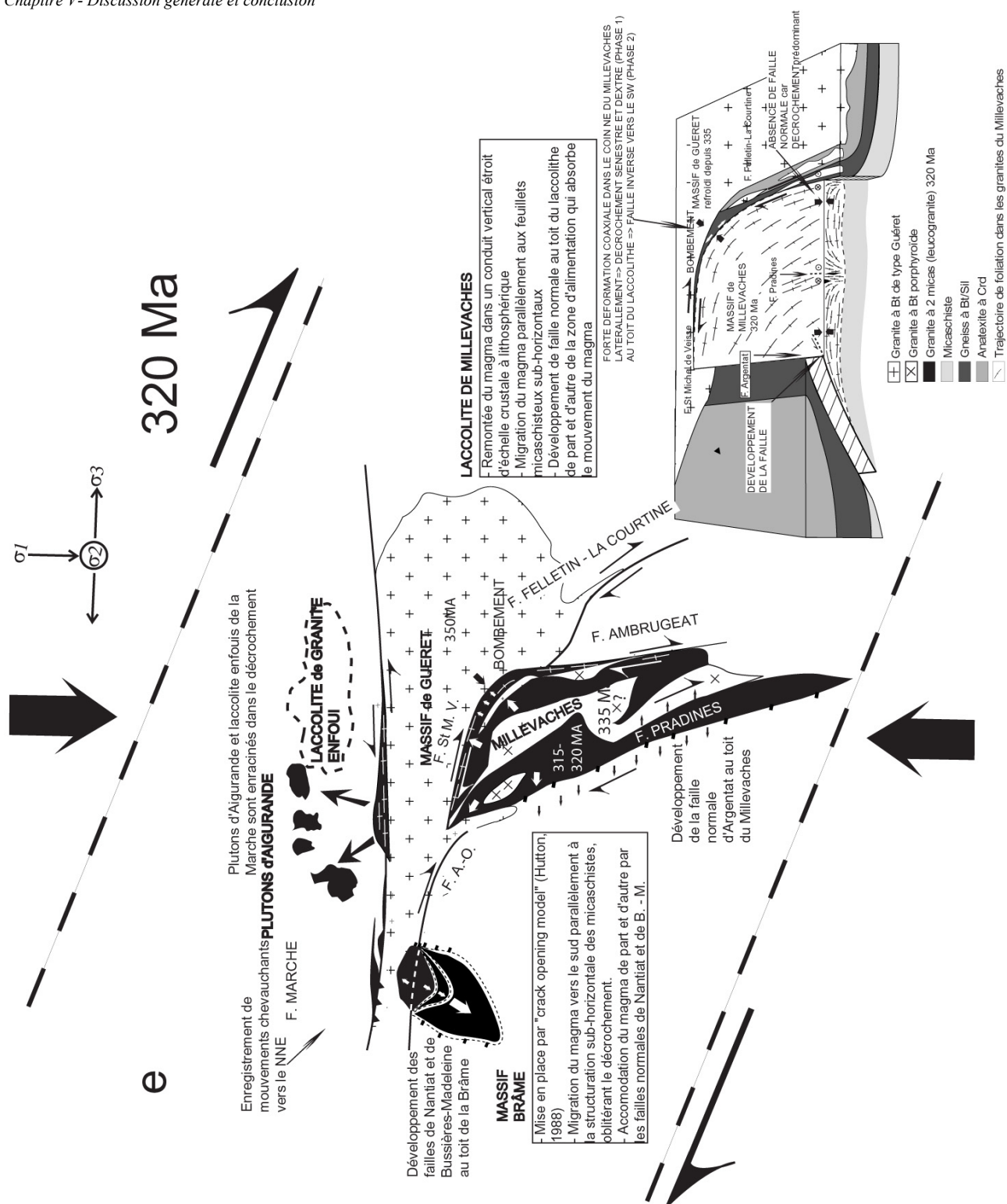


FIG. V-4 (suite) – Modèle d'évolution tectonique du Limousin. (Voir commentaires de la figure dans le texte).

IV. Raccord du Limousin avec le massif Sud Armoricaïn

Il existe de nombreuses similitudes concernant l'âge et la structure des formations géologiques entre le Limousin et le Massif Sud Armoricaïn.

IV-1. Similitudes structurales

Les travaux de forage de l'ANDRA (Virlogeux et al., 1999) dans le Seuil du Poitou ont montré les raccords entre les différentes structures de ces deux régions :

- La faille de Cholet est en continuité avec la faille de la Marche et le réseau d'Ouzilly – Arrênes – St Michel de Veisse – Felletin-La Courtine (Fig. V-5b).
- Le décrochement d'Estivaux constituerait plutôt le prolongement SE de la faille de Parthenay (Fig. V-5b).

IV-2. Similitudes géochronologiques

Les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ faites sur les granitoïdes du complexe plutonique de Charroux-Civray mettent en évidence l'existence d'un événement calco-alkalin majeur dans le seuil du Poitou vers 350 Ma synchrone de la mise en place des granodiorites-monzogranites de type Guéret dans le Limousin (Le Carlier de Veslud, 2004).

Le leucogranite de St Lambert (Fig. V-5b), à l'WNW d'Angers a enregistré la fin de la déformation cisailante de la branche nord du Massif Armoricaïn à 312 ± 3 Ma (Faure et Cartier, 1998).

La mise en place des granites de Mortagne (Fig. V-5b) pendant le fonctionnement du cisaillement Sud Armoricaïn est estimé à 313 ± 15 Ma (Guineberteau, 1984).

Juste au Nord du cisaillement Sud Armoricaïn, l'intrusion de Rostrenen (Fig. V-5b) est daté à 315-325 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Bosse et al., 1997).

Le massif d'Allaire (Fig. V-5b) situé dans le cisaillement Sud Armoricaïn révèle des âges de refroidissement $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 312 et 305 Ma (Ruffet, données non publiées) en accord avec nos résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui enregistrent la fin du fonctionnement des grands accidents ductiles du Limousin autour de 300 Ma.

La présence de Stéphanien plissé vertical dans la zone du cisaillement Sud Armoricaïn (Colchen et Rolin, 2001) indique que le fonctionnement des grands accidents décrochant continue jusqu'à 290 Ma.

V. Modèle géodynamique

Nous proposons ainsi que la faille des Pradines et l'ensemble des décrochements du Limousin représentent les branches d'un large et unique système décrochant d'échelle lithosphérique que nous assimilons à une « pop-up structure » intéressant les régions du Massif Sud Armoricaïn et du Limousin (Fig. V-6 et Fig. V-7). Mc Clay et Bonora (2001) proposent un modèle analogique qui met en évidence le développement simultané de grands décrochements et de chevauchements. En plan, la « pop-up structure » dessine une forme losangique asymétrique alors qu'en coupe, elle dévoile une géométrie en éventail semblable à celle d'un palmier (Sylvester et Smith, 1976; Sylvester, 1988; Mc Clay et Bonora, 2001). Décrochements et failles

inverses se connectent en profondeur pour former un même et seul système de faille (Fig. V-7). L'asymétrie de la pop-up structure est générée par le changement de contrainte aux limites de faille qui d'abord décrochant se transforme peu à peu en faille inverse au fur et à mesure que la déformation en cisaillement simple évolue dans le temps (McClay and Bonora, 2001). Ainsi, au fur et à mesure de sa rotation horaire, la faille occidentale de la Marche, enregistre à la fin de son activité des mouvements en faille inverse vers le NE. Il en est de même pour les chevauchements signalés au niveau du décrochement d'Estivaux (carte Ledru et al., 1989). Dans le massif Sud Armoricaïn, certains chevauchements orientés globalement E- W sont supposés tourner au fur et à mesure de l'évolution du système en cisaillement simple dextre (Gumiaux et al., 2004).

La structuration sub-horizontale de la croûte inférieure litée peut influencer sur le développement de grands chevauchements plats de part et d'autre du système décrochant (Fig. V-7).

L'architecture complexe 3D de la pop-up structure du Limousin et du Massif Armoricaïn est difficile à visualiser à grande échelle du fait du niveau d'érosion variable entre ces régions mais également du jeu tardif sénestre de la faille du Sillon Houiller qui empêche de visualiser la partie Est de la pop-up structure. En annulant les 50 km de décalage sénestre du Sillon Houiller (Grolier et Letourneur, 1968 ; Grolier, 1971b), la ceinture des leucogranites du Morvan de direction E-W à WSW-ENE pourrait constituer la continuité Est de la pop-up structure (Fig. V-5a)

VI. Origine des granites

Dans la chaîne hercynienne, les granodiorites-monzogranites et les granites à deux micas se sont donc mis en place dans un contexte transpressif, les premiers vers 350 Ma, les seconds à 320 Ma.

Les caractéristiques géochimiques indiquent que les granites à deux micas sont issus de la fusion partielle de métasédiments de la croûte inférieure ou moyenne. La fusion partielle s'est effectuée entre 18 et 21 km ou plus d'après Shaw (1991). Selon cet auteur, les granodiorites à monzogranites sont issus de la fusion partielle de métasédiments de la croûte inférieure et de magmas basiques à la limite croûte inférieure -manteau supérieur. Leur profondeur de mise en place est estimée à (14 ± 2) km (Freiberger et al., 2001).

Les deux types de granites se mettent en place au sein du fonctionnement de la grande zone de cisaillement décrochant dextre d'échelle lithosphérique qui va donner la mégastructure pop-up Limousin – Massif Armoricaïn (Fig. V-6).

Par analogie avec ce qui est proposé pour la faille de la Rivière Rouge (Leloup, 1999), nous proposons que le processus de shear-heating (Fig. V-6 et V-7) pourrait constituer un des mécanismes générateurs de magmas.

- Le phénomène de shear-heating affecte le manteau supérieur.
- Les magmas mantelliques résultants remontent à la base de la croûte et provoque sa fusion partielle.
- Les produits de fusion de la croûte inférieure et une part des magmas mantelliques remontent progressivement dans la zone de cisaillement jusque dans la croûte

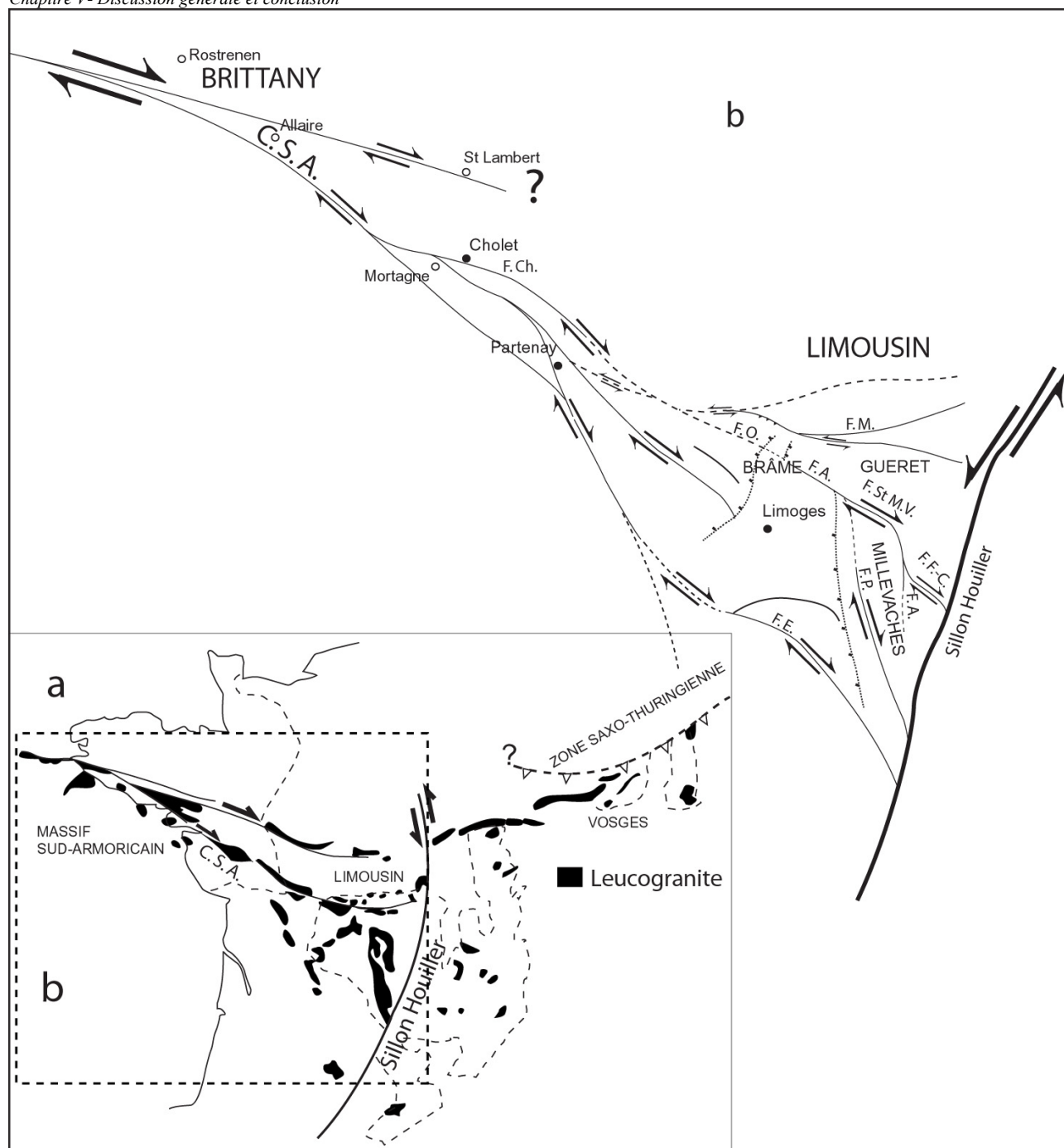


FIG. V-5 – a : Carte des leucogranites de la France associés aux zones de cisaillements ductiles d'après AUTRAN et LAMEYRE (1980). C.S.A. : Cisaillement Sud Armoricain. b : Raccord entre les décrochements du Limousin et le cisaillement Sud-Armoricain. F. Ch. : Faille de Cholet. F. M. : Faille de la Marche. F. O. : Faille d'Ouzilly. F.A. : Faille d'Arrènes. F. St M. V. : Faille de St Michel de Veisse. F.F.C. : Faille de Felletin-La Courtine. F. P. : Faille des Pradines. F. A. : Faille d'Ambrugeat. F. E. : Faille d'Estivaux.

moyenne à supérieure (14 ± 2 km) (Freiberger et al., 2001).

- A ce niveau, l'ensemble de ces magmas se met en place pour donner les granodiorites à monzogranites datés vers 350 Ma (Berthier, 1979 ; Le Carlier de Veslud et al., 2004).

L'initiation du magmatisme leucogranitique (ou granites à deux micas) ne se produit seulement que 20 à 30 Ma après que les premières granodiorites et monzogranites se soient mis en place.

La fusion partielle de la croûte inférieure amorcée en partie par le processus de shear-heating du manteau supérieur a induit une anomalie thermique au sein de la croûte inférieure et moyenne. Cette anomalie thermique

ne peut à elle seule provoquer la fusion partielle des métasédiments de la croûte moyenne à l'origine des granites à deux micas. La production croissante de magma résulte d'un apport d'eau dans le système qui provient de la rupture des liaisons O-H de minéraux hydratés tels que les amphiboles et les micas dans la croûte moyenne (Shaw, 1991 ; Thompson and Conolly, 1995).

La réaction de la muscovite :

$ms + qtz + pl \rightleftharpoons melt + sil + kfs + bt$ (Thompson, 1996 ; Vigneresse, 2001) débute autour de 720°C à 600 MPa et atteint son maximum à 780°C (Patino Douce & Harris, 1998).

La production de « melt » à partir de la biotite se fait suivant la réaction (Patino Douce & Harris, 1998) :

$bt + qtz + pl + sil \Leftrightarrow melt + sil + kfs + grt + ilm$

La température de rupture des liaisons O-H de la biotite se fait vers 800-900°C et est indépendante de la pression.

Tommasi et al., (1994) explique la genèse des granites calco-alcalins et des leucogranites, dont la mise en place est syntectonique de la zone de cisaillement de Don Féliciano (Brésil), par le processus de shear – heating.

Pour expliquer, le métamorphisme granulitique, ainsi que la quantité importante de granites dans le Massif Central Downes et al., (1990), ont évoqué la possibilité d'un phénomène de délamination lithosphérique.

Du fait que ce processus intervient d'après Matte (2002), dans les derniers stades d'évolution de la chaîne Varisque (entre 330 et 310 Ma), le modèle proposé par Downes et al., (1990) explique uniquement le magmatisme ayant engendré les granites à deux micas autour de 320 Ma, mais non celui des granodiorites – monzogranites qui se sont mis en place dans un contexte purement transpressif à 350 Ma.

VII. Les leucogranites dans la Chaîne Varisque et la Chaîne Himalayenne : analogies et différences

Ces deux chaînes ont souvent été comparées, car toutes deux sont reconnues comme des modèles de chaîne de collision par subduction intraocéanique puis intracontinentale (Mattauer, 1986).

Le système de faille himalayen et la structure pop-up cisaillante que l'on décrit du Massif Armoricaire au Limousin représentent des zones cisaillantes trans-crustales. Elles ont toutes deux la particularité d'être jalonnées par des granites syntectoniques.

Dans les deux cas, les granites associés, péralumineux sont issus de la fusion partielle de métasédiments de la croûte moyenne à inférieure et de magmas basiques à la limite croûte inférieure -manteau supérieur pour les granodiorites – monzogranites type Guéret observés essentiellement dans la chaîne Varisque.

VII. 1 Aspect géochimique

Dans le Massif Central, les granites leucocrates à muscovite ou à deux micas sont répertoriés comme leucogranites. Ils sont caractérisés par des rapports Rb/Sr et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variables ($2 < \text{Rb}/\text{Sr} < 60$ et $0,7431 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 1,5191$; Williamson et al., 1996). Leur ϵNd initial varie peu entre -8,2 et -6,1 excepté pour les leucogranites de la Brême St Sylvestre dont le ϵNd initial est compris entre -9,7 et -4,7.

Les éléments majeurs et en trace qui les caractérisent (fortes teneurs en Rb et Ga, faibles teneurs en Ba et Sr et augmentation de SiO_2 quand LREE et Eu/Eu^* diminuent) sont expliqués, soit par fractionnement du plagioclase (Downes et Duthou, 1988 ; White, 1990), soit par un faible degré de fusion du plagioclase présent dans la source. Ces deux processus induisent une augmentation de la teneur en eau dans le magma qui peut conduire à la cristallisation de muscovite.

La faible variation de leur composition géochimique, la corrélation positive des teneurs en Rb et P_2O_5 , la diminution des éléments compatibles, LREE, Th et Zr avec l'augmentation de la teneur en Rb, sont les caractéristiques d'un processus de fusion partielle pour la genèse de ces granites à deux micas (Williamson et al., 1996).

La comparaison des valeurs ϵNd initial des granites à deux micas (entre -9,7 et -4,7), des métasédiments de la croûte supérieure (en dessous ~9km de profondeur) ($\epsilon\text{Nd}_{340\text{Ma}} = -13,0$ à -8,8 ; $\epsilon\text{Nd}_{280\text{Ma}} = -13,7$ à -9,4), et de la croûte inférieure ($\epsilon\text{Nd}_{340\text{Ma}} = -8,6$ à -4,3 ; $\epsilon\text{Nd}_{280\text{Ma}} = -9,0$ à -4,8) permettent à Downes et al., (1990), et Williamson et al., (1996) de proposer que les métasédiments de la croûte inférieure soient les candidats les plus probables de la source des granites à deux micas du Massif Central.

Les leucogranites himalayens sont également caractérisés par une forte hétérogénéité isotopique des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et Rb/Sr (Le Fort et al., 1987). En revanche, leur ϵNd varie entre -11 et -18 (Vidal et al., 1984 ; Ayres et al., 1997). Ces valeurs confirment l'absence de source mantellique.

Ces caractéristiques géochimiques permettent de déterminer qu'en Himalaya, le magmatisme leucogranitique est initié au niveau du M.C.T. qui provoque le chevauchement de roches de haut degré métamorphique sur les formations schisteuses riches en fluides du moyen Himalaya. La libération en grande quantité de ces fluides va provoquer la fusion partielle de la base de la dalle du Tibet (Fourcade 1981, Le Fort, 1981 ; France-Lanord et Lefort, 1988).

Pour Williamson et al., 1996, le mécanisme de genèse des granites à deux micas du Massif Central est sensiblement différent. Les compositions péralumineuses et les caractéristiques isotopiques ($\epsilon\text{Nd} = -8,2$ à -6) indiquent qu'il s'agit de granites de type S, formés par la fusion partielle de métasédiments de la croûte inférieure. En accord avec Downes et al., (1990) et Williamson et al., (1992), Williamson et al. (1996) expliquent l'initiation de la fusion partielle par le plaquage de magmas basiques dérivant du manteau sous la croûte entre 360 et 270 Ma. La production de « melt » s'intensifierait par des réactions de déshydratation et d'extraction de fluides de la croûte inférieure liés au métamorphisme granulitique, entre 300 et 280 Ma (Costa et al., 1993).

Quelque soit le contexte géodynamique dans lequel ils ont évolué, la genèse et le développement des granites himalayens et du Massif Central sont gouvernés par les fluides dont l'origine et la circulation reste problématique. Dans les deux cas, les grandes zones de cisaillement ductiles contrôlent sans aucun doute, la circulation de ces fluides et certainement la localisation de la fusion partielle associée et in fine, la mise en place des magmas leucogranitiques.

VII. 2 Aspect géométrique

Géométriquement, les granites du Massif Central et de l'Himalaya apparaissent fréquemment comme des grands laccolites guidés par la structure faiblement pentée de l'encaissant. Le toit des plutons est limité par des failles normales : le STDS (South Tibetan

Detachment System) pour les granites himalayens, la faille d'Argentat pour le massif de Millevaches et les failles de Nantiat et de Bussières-Madeleine pour le massif de la Brême. Ce sont des corps lenticulaires de faible épaisseur en Himalaya aussi bien que dans le Massif Central. Le Millevaches de quelques kilomètres d'épaisseur (~4km) s'étend sur 130 km du nord au sud. Les volumes comparés des granites du Manaslu et du Millevaches par exemple en font des corps d'importance très comparable.

VII. 3 Mécanismes d'ascension et de mise en place

L'ascension des magmas himalayens comme celui du Manaslu se fait par l'intermédiaire de fentes verticales qui correspondent à des zones de relais distensives entre deux décrochements (Guillot, 1993). L'augmentation de la pression interne sous la couverture sédimentaire induit une migration latérale des magmas. Les dernières venues magmatiques « repoussent » les premières, provoquant un fort aplatissement dans le granite.

Ce modèle de mise en place des magmas remontant dans des conduits verticaux puis canalisés par une anisotropie mécanique sub-horizontale est tout à fait analogue à celui que nous proposons pour les granites du Limousin. Ici les conduits verticaux dépendent de la pop up structure alors que l'anisotropie crustale sub horizontale est préexistante et correspond à la géométrie des nappes.

VII. 4 Contexte géodynamique

Par comparaison avec la faille de la Rivière Rouge, la grande structure « pop-up » décrochante d'échelle lithosphérique que nous décrivons du Massif Armoricaire au Limousin et pour laquelle nous attribuons un rôle majeur dans la genèse des magmas pourrait accommoder l'extrusion du Massif Central vers le SE. Le shear-heating du manteau supérieur proposé par Leloup (1999) pour la faille de la Rivière Rouge est le processus qui s'accorde le mieux avec l'évolution géochimique du magmatisme syncinématique que l'on observe dans le Limousin depuis la mise en place précoce des granodiorites péralumineuses de type Guéret à celle des leucogranites qui se fait seulement 20 à 30 Ma après.

VII. 5 Comparaison des granites du Limousin et du Massif Sud Armoricaire avec les granites Ibériques

En suivant la courbure de l'arc Ibéro-Armoricaire, la pop-up structure et ses leucogranites trouvent un prolongement possible en Galice. Les magmas leucogranitiques en Espagne et Portugal sont très comparables aux leucogranites (et granites à deux micas) du Limousin et du Massif Armoricaire. Ils se situent systématiquement à l'Est et au nord est de la zone de suture de Coimbra-Cordoba (Bard et al., 1980 ; Matte, 1986) (Fig. V-8) et comme dans le Limousin, sous les nappes à matériel ophiolitique. Ils se sont mis en place entre 330 et 310 Ma. Leur caractéristiques géochimiques montrent qu'ils sont issus de la fusion crustale de métasédiments (Castro et al., 2000). Comme dans le massif de Millevaches, ils contiennent des micaschistes affectés par un métamorphisme granulitique dont les conditions P-T estimées à $800 \pm 50^\circ\text{C}$ et 4 à 6 kbar

(Barbero, 1995) sont en accord avec nos données thermobarométriques sur les granulites de St Pierre-Bellevue (Nord Millevaches). Les leucogranites de ce segment Ibérique sont structurés N-S à NW-SE parallèlement à la grande zone de cisaillement qui suit progressivement l'arc Ibéro Armoricaire. Les critères ci-dessus suggèrent que les leucogranites Ibériques sont issus des mêmes mécanismes structuraux et de genèse que ceux du Massif Armoricaire et du Limousin. La prolongation symétrique dans la virgation Ibéro-Armoricaire (Fig. V-8) du système pop-up structure en Galice en ferait un objet structural transcontinental d'une très grande envergure, environ 1700 km de long, comparable au plus grandes failles d'Asie.

Les magmas leucogranitiques du Massif Central, du Massif Sud Armoricaire et de l'Espagne soulignent une structure lithosphérique décrochante majeure d'environ 1700 km de long assimilée à une « pop-up structure », qui s'est développée dans un régime transpressif faisant suite à la phase majeure d'épaississement de l'orogénèse Varisque vers 350 Ma (Fig. V-6 et V-7). Cette grande structure a probablement guidé l'extrusion du Massif Central vers le SE par l'action combinée de décrochements et de chevauchements. Adjoint au processus d'épaississement crustal qui contribue au développement puis à l'amplification de l'anomalie thermique, (jusque 60 Ma environ après l'épaississement (England et Thompson, 1984, 1986)), le shear-heating du manteau supérieur pourrait participer à la création de fusion partielle de la croûte inférieure à moyenne, induisant peu à peu une anomalie thermique généralisée dans l'ensemble de la zone cisailante.

Chacune des branches verticales décrochantes qui se développe à partir de la zone de cisaillement majeure constituent une zone de localisation et de conduit d'alimentation possible pour les fluides et les magmas profonds (Fig. V-7). Dès leur arrivée dans la croûte moyenne, les magmas sont piégés puis canalisés par la foliation précoce sub-horizontale. L'expansion latérale considérable de ces granites est très probablement liée à la déshydratation de la biotite et de la muscovite qui accentue la production de « melt ».

Dans la chaîne Varisque la fusion partielle de la croûte est certainement facilitée par le fort gradient géothermique de $35^\circ\text{C}/\text{km}$ contre $25^\circ\text{C}/\text{km}$ pour la croûte himalayenne (Vigneresse et Burg, 2003). La transition fragile/ductile qui constitue le niveau structural préférentiel de mise en place de ces granites est forcément beaucoup plus superficielle dans la croûte Varisque. La profondeur de mise en place des leucogranites varisques dans la croûte moyenne (vers 15km de profondeur) s'explique par l'intersection du gradient géothermique élevé ($35^\circ\text{C}/\text{km}$) avec la courbe de remontée du magma à ce niveau crustal (Vigneresse et Burg, 2003).

Le Limousin qui apparaît sur la carte géologique de la France comme une région constituée en majorité de granites est un paradoxe. Cette abondance relative de granite s'explique à présent plus aisément par le modèle de mise en place des magmas proposé et au niveau d'érosion de la croûte qui transforme le Millevaches en un véritable plateau morphologique.

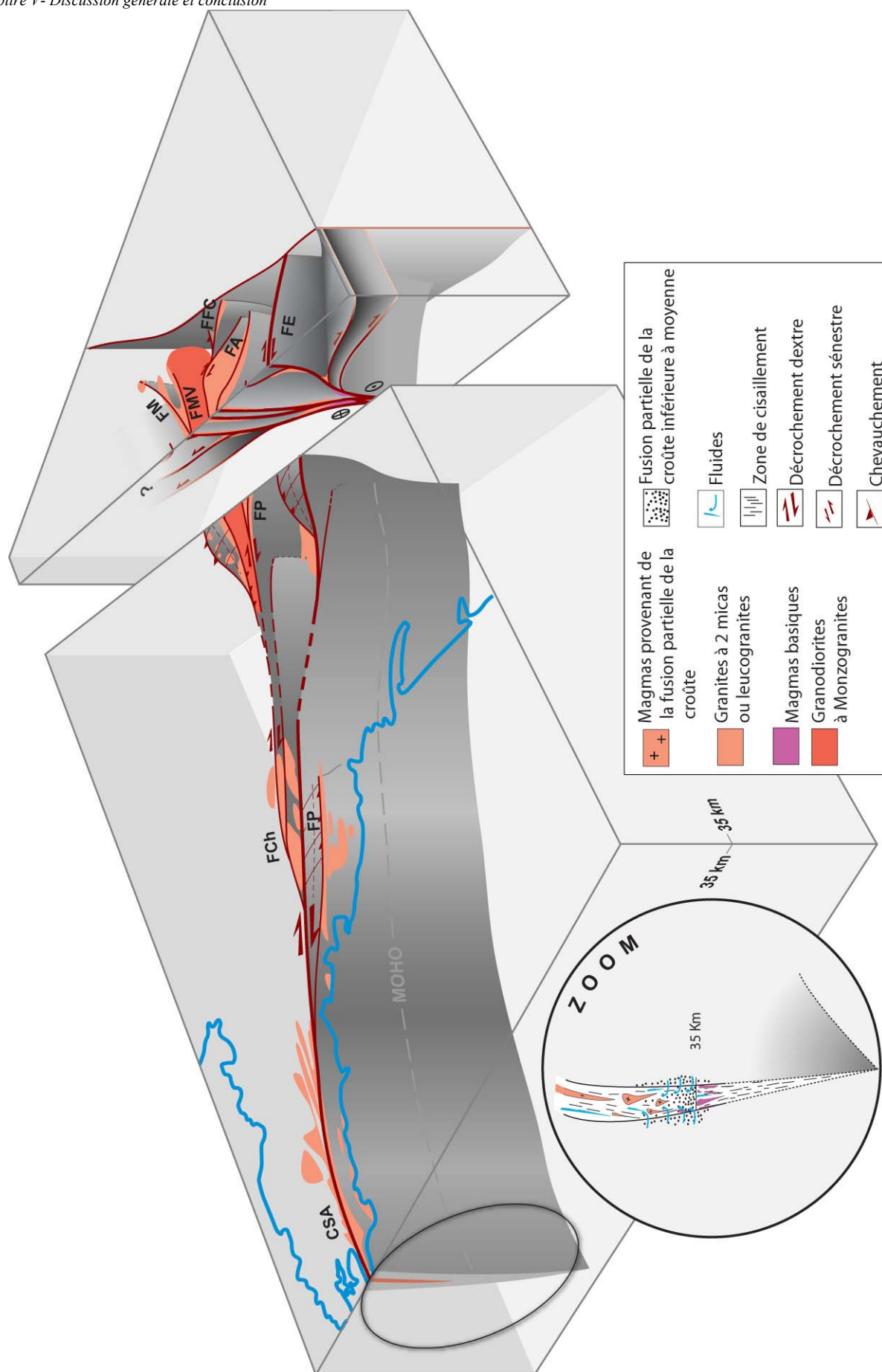


FIG. V-6 : Schéma simplifié illustrant la géométrie 3D de la "pop-up structure" vers 300 Ma qui affecte le Limousin et le Massif Sud-Armoricain à partir de 350 Ma. C.S.A. : Cisaillement Sud Armoricain, F.Ch. : Faille de Cholet, F.O.A. : Faille d'Ouzilly-Arrènes, F.M.V. : Faille de St Michel de Veisse, F. M.:Faille de la Marche, F. P. : Faille des Pradines, F. C. : Faille de la Courtine, F.A. : Faille d'Ambrugeat.

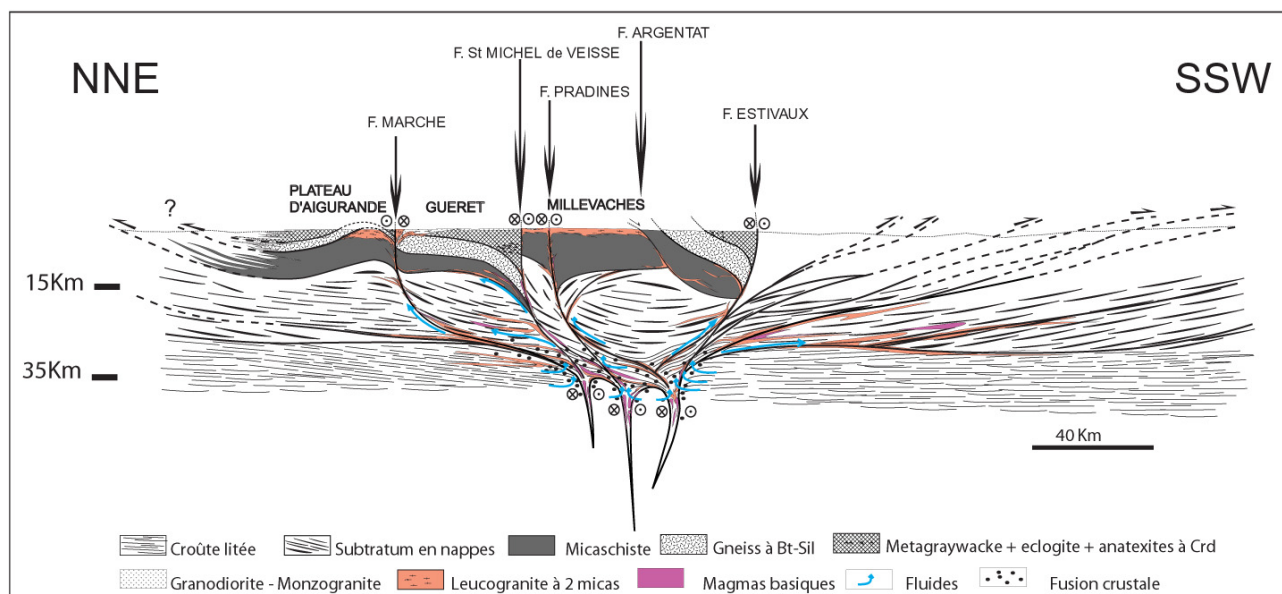


FIG. V-7 : Schéma simplifié de la « pop-up structure » vers 300 Ma en coupe.

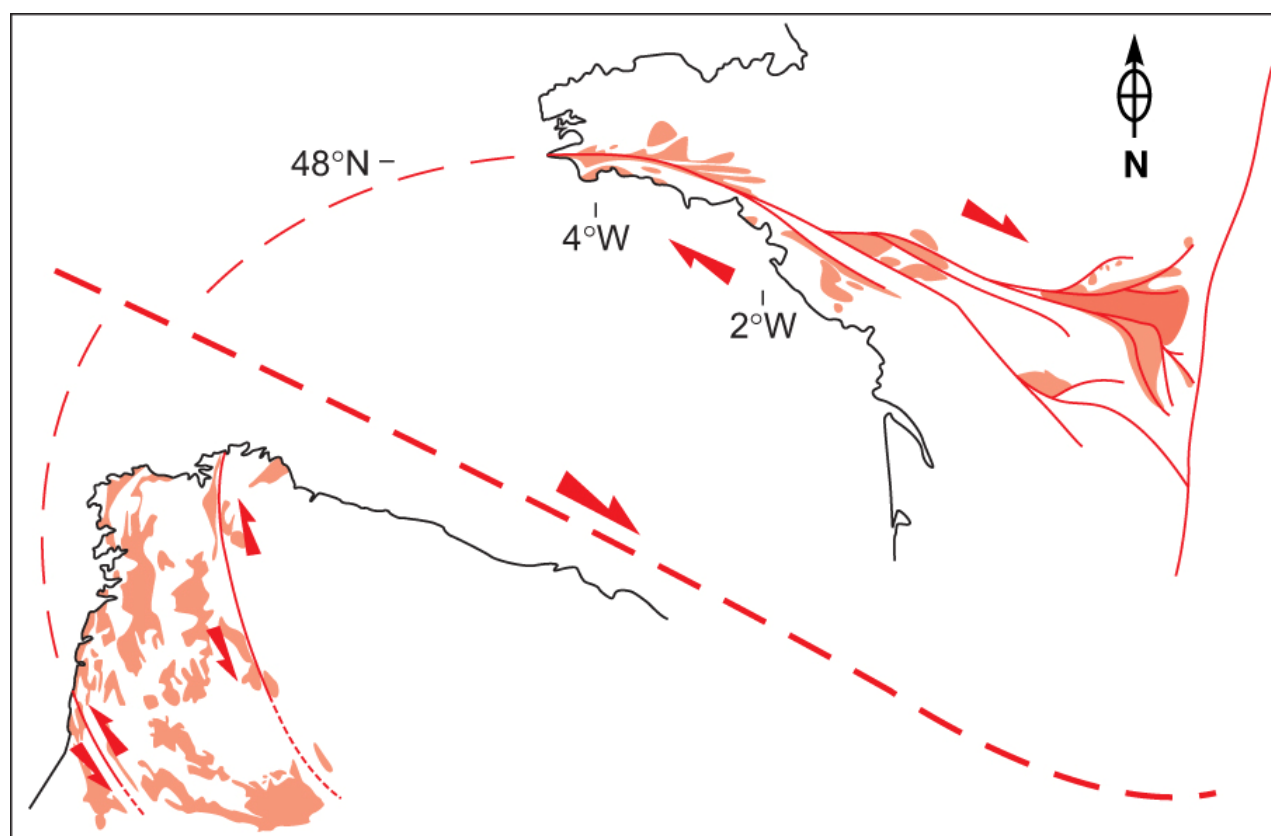


FIG. V-8 : Prolongement possible de la « pop-up structure » en Galice.

- ADAMS, B.I., WRIGHT, S.I. & KUNZE, K. (1993). – Orientation imaging: the emergence of a new microscopy, *Metallurgical Transactions*, **24A**, 819-831.
- ALEXANDROV, P., CHEILLETZ, A., DELOULE, E. & CUNEY, M. (2000). – 319 ± 7 Ma age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons, *C. R. Acad. Sci.*, **330**, 1-7.
- AMEGLIO L. (1998). - Gravimétrie et forme tridimensionnelle des plutons granitiques. - Thèse de Doctorat, Univ. Toulouse III, 245 p.
- AMEGLIO, L., VIGNERESSE, J.-L. & BOUCHEZ, J.-L. (1997). – Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: BOUCHEZ, J.L., HUTTON, D.H.W. & STEPHENS, W.E. (eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 199-214.
- AMEGLIO, L., VIGNERESSE, J.-L., DARROZES, J. & BOUCHEZ, J.-L. (1994). – Forme du massif granitique du Sidobre (Montagne Noire, France): sensibilité de l'inversion des données gravimétriques au contraste de densité. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **319**, 2, 1183-1190.
- ARBARET, L., FERNANDEZ, A., JEZEK, J., ILDEFONSE, B., LAUNEAU, P. & DIOT, H. (2000). – Analogue and numerical modelling of shape fabrics : application to strain and flow determination in magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **90**, 97-109.
- ARCHANJO, C.-J., DA SILVA, E.-R. & CABY, R. (1999). – Magnetic fabric and pluton emplacement in a transpressive shear zone system: the Itaporango porphyritic granitic pluton (northeast Brazil). - *Tectonophysics*, **312**, 331- 345.
- ARENE, J. & AUTRAN, A. (1972). – Notice de la carte géologique au 1/50 000 de Bourgneuf. *BRGM ed.*
- ARNAUD, F. & BURG, J.-P. (1997). – Microstructures des mylonites schisteuses: cartographie des chevauchements Varisques dans les Cévennes et détermination de leur cinématique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **317**, 1441-1447.
- ARNAUD, N., BRUNEL, M., CANTAGREL, J.-M. & TAPPONNIER, P. (1993). – High cooling and denudation rates at Kongur Shan, eastern Pamir (Xinjiang, China) revealed by (super 40) Ar/ (super 39) Ar alkali feldspar thermochronologie, *Tectonics*, v.12, **6**, 1335-1346.
- ARNAUD, N., TAPPONNIER, P., ROGER, F., BRUNEL, M., SCHÄRER, U., Wen, C. & Xu, Z. (2003). – Evidence for Mesozoic shear along the western Kunlun and Altyn-Tagh fault, northern Tibet (China), *J Geophys Res-Solid Earth* 108(B1), doi:10.1029/2001JB000904.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1974-1977). – Coll. Int. CNRS Rennes 1974 - Paris 1977. 497-513.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977). – Late-Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals : *Geol. Soc. Am. Bull*, **88**, 1305-1320.
- ARTHAUD, F. (1966). – Sur les relations entre les lineations et les structures hercyniennes du versant sud de le Montagne-Noire. The relations between lineations and Hercynian structures of the south slope of the Montagne Noire. *Soc. Géol. Fr.*, C. R., **1**, 18-19.
- ARTHAUD, F. (1970). – Etude tectonique et microtectonique compare de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Univ. Montpellier.
- AUBERT, M. (1978). – Interprétation de la plus intense anomalie magnétique mesurée en France à 3 km d'altitude. *Bull. BRGM*, II, n°2.
- AUDRAIN, J., VIGNERESSE J.-L., CUNEY M. & FRIEDRICH M. (1989). – Modèle gravimétrique et mise en place du complexe hyperalumineux de Saint-Sylvestre (Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, 1907-1914.
- AUGAY, J.-F. (1979). – Les leucogranites et monzogranites de la région d'Eymoutiers - Peyrat le Château (Massif du Millevaches, Massif Central Français). Gisement et pétrologie. Unpubl. doctoral Dissertation, University of Lyon I, Lyon.
- AUTRAN, A., LAMEYRE, J. (1980). – Evolutions géologiques de la France, *Mémoire du BRGM n° 107*.
- BARBARIN, B., BELIN, J.-M., FERNANDEZ, A., GROLIER, J., LACOUR, A. & TURLAND, M. (1985). – Observations de pétrologie structurale sur le granite de Montmarault (Allier, Puy-de-Dôme). Observations of structural petrology of the Montmarault Granite, Allier, Puy-de-Dôme. *Geologie de la France*, v.1985, n°4, 381-388.
- BARBERO, L. (1995). – Granulite facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo, Spain : Late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *J. Geol. Soc. London*, **152**, 365-382.
- BARD, J.P. (1997). – Démenbrement anté-mésozoïque de la chaîne varisque d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord : Rôle essentiel des grands décrochements transpressifs dextres accompagnant la rotation-translation horaire de l'Afrique durant le Stéphanien : Paris, *C. R. Acad. Sci.*, **324**, 693-704.
- BARD, J.-P., BURG, J.-P., MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1980). – La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. – In : *26^e Congrès Géol. Int., Coll. C6*, Géologie de l'Europe, 233-246.
- BEHR, H. J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984). – The Variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, **109**, 15-40.
- BELLOT, J.-P. (2001). – La structure de la croûte varisque du Sud-Limousin (Massif central français) et ses relations avec les minéralisations aurifères tardi-orogéniques: apports des données géologiques, géologiques, géophysiques et de la modélisation 3D. Thèse de 3^{ème} cycle. Université Montpellier II, 320 pp.
- BENN, K., HORNE, R.J., KONTAK, D.J., PIGNOTTA, G. & EVANS, N.G. (1997). – Syn-Adian emplacement model for the South Mountain Batholith, Meguna Terrane, Novia Scotia : Magnetic fabric and structural analyses. *Geol. Soc. Am. Bull*, **109**, 1279-1293.
- BENN, K., PATERSON, S.R., LUND, S.P., PIGNOTTA, G.S. & KRUSE, S. (2001). – Magmatic fabrics in batholiths as markers of regional strains and plate kinematics :example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Phys. Chem. Earth*, **26**, 343-354.
- BERGANTZ, G.W. (1989). – Underplating and partial melting: implications for melt generation and extraction. *Science*, **254**, 1039-1095.
- BERNARD-GRIFFITHS, J. (1975). – Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin (Massif Central français). – Thèse de 3^e cycle, Université de Clermont Ferrand, *Ann. Sci.*, **55**, 243p.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M. & PIBOULE, M. (1985). – The tonalite belt of Limousin. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **1**, 459-622.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979). – Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear zone (France). *J. Struct. Geol.*, **1**, 31-42.

- BERTHIER, F., DUTHOU, J.L. & ROQUES, M. (1979). – Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-Dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types, *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Fr.*, **1**, 31-42.
- BINGHAM, C. (1964). – Distribution on a sphere and on the projective plane. Ph.D. thesis, Yale University.
- BITRI, A., TRUFFERT, C., BELLOT, J.-P., BOUCHOT, V., LEDRU, P., MILESI, J.-P. & ROIG J.-Y. (1999). – Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance3D : Massif central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 771-777.
- BLÈS, J. L., BONIJOLY, D., CASTAING, C. & GROS, Y. (1989). – Successive post-variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): C:omparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, **169**, 79-111.
- BLUMENFELD, P., MAINPRICE, D. & BOUCHEZ, J.-L. (1986). – c-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics* **127**, 97-115.
- BODINIER, J.-L., BURG, J.-P., LEYRELOUP, A.F. & VIDAL, H. (1988). – Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif central). Relics of a subducted then obducted back-arc basin in the Marvejols region, Central Massif. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Ser. 8, **4**, no.1, 21-33.
- BONIN, B. & LAMEYRE, J. (1986). – Contribution à la géologie du Limousin, III : Relations entre surcharge tectonique et mobilité verticale des magmas leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, 467-472.
- BORADAILLE, G.J. & HENRY, B. (1997). – Tectonics applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sciences Review*, **42**, 49-93.
- BORADAILLE, G.J. (1988). – Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156**, 1-20.
- BORRADAILLE, G.J. (1997). – Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Sciences Review*, **42**, 49-93.
- BOSSIÈRE G. & GUILLOT P.L. (1987). – L'accident de Linac-Labathude, une zone de cisaillement majeure dans les formations métamorphiques quercynaises à l'Ouest de la dislocation d'Argentat. – *Programme GPFI*, Thème 3, 49-69.
- BOUCHEZ, J. L. & JOVER, O. (1986). – Le Massif Central : un chevauchement de type himalayen vers l'ouest-Nord-Ouest. *C. R. Acad. Sci.*, **302**, 675-680.
- BOULE, M. (1900). – *Bull. Serv. Carte Géol.*, v. 47, 7-26.
- BOUTIN, R. & MONTIGNY, R. (1993). – Datation ³⁹Ar/⁴⁰Ar des amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif Central français, *C. R. Acad. Sci.*, Ser. 2, **316**, 1391-1398.
- BROWN, M. & SOLAR, G.S. (1998). – Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *J. Struct. Geol.*, **20**, 1365-1393.
- BRUN, J.P., GAPAIS, D., CAPDEVILA, R., GUMIAUX, C., GRANET, M. & CHANTRAINE, J. (2002). – La suture sud de la collision Hercynienne en France : une tentative de restauration : Réunion des Sciences de la Terre, Nantes, France, Abstracts, 77.
- BRUNEL, M. (1972). – Etude de la tectonique hercynienne polyphasée dans le massif pré-hercynien du Mendic et son enveloppe sédimentaire : versant nord de la Montagne Noire (Massif central français). Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Montpellier II.
- BURG, J.-P. & MATTE, P. (1978). – A cross section through the french Massif Central and the scope of its variscan geodynamic evolution. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **129**, 429-460.
- BURG, J.-P., BALE, P., BRUN, J.-P. & GIRARDEAU, J. (1987). – Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision: *Geodyn. Acta*, **1**, n°1, 71-87.
- BURG, J.-P., BRUN, J.-P. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1990). – Le sillon houiller du Massif Central Français: Faille de transfert pendant l'aminicissement crustal de la chaîne varisque?. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Ser. II, **311**, 147-152.
- BURG, J.-P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G.M. & LIU, G.H. (1984). – Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). – *J. Struct. Geol.*, **6**, n°5, 535-542.
- BURG, J.-P., LEYRELOUP, A., MARCHAND, J. & MATTE, P. (1984). – Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in variscan belt: an example in the French Massif central. In: Hutton D.H.W. and Sanderson D.J., Eds, Variscan tectonics of the North Atlantic region. – *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 44-61.
- BURG, J.P., VAN DEN DRIESSCHE, J. & BRUN, J.P., (1994). – Syn-to post thickening in the Variscan Belt of the Western Europe: modes and structural consequences. – *Géologie de la France*, **3**, 33-51.
- BURNOL, L., PERONNE, Y. & VAUCORBEIL, H. (1980). – La coupole cachée de leucogranite de Neuf-Jours (Corrèze) et les minéralisations en tungstène associées. – *Chron. Rech. Min.*, **455**, 93-116.
- CANTAGREL, J.M., DUTHOU, J.L. & BERNARD-GRIFFITHS, J. (1978). – Geochronology of paleozoic magmatism in the Massif Central (France): its connection with tectonism and metamorphism. In: « *Fourth Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.* », Denver : 55-58.
- CARMIGNANI, L., CAROSI, R., DI PISA, A., GATTIGLIO, M., MUSUMECI, G., OGGIANO, G. & PERTUSATI, P.C. (1994). – The Hercynian chain in Sardinia (Italy): *Geodyn. Acta*, **7**, 31-47.
- CARTIER, C., FAURE, M. & LARDEUX, H. (2001). – The Hercynian orogeny in the South Armorican Massif (St-Georges-sur-Loire Unit, Ligerian Domain, France): rifting and welding of continental stripes. – *Terra nova*, **13**, 143-149.
- CASTRO, A., CORRETGE, L.G., EL-BIAD, M., EL-HMIDI, H., FERNANDEZ, C. & PATINO DOUCE, A.E. (2000). – Experimental constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain, *J. Petrol.*, **41**, 1471-1488.
- CHENEVOY, M. & RAVIER, J. (1971). – Caractères généraux des métamorphismes du Massif Central. – In : « *Symposium J. Jung. Géologie, géomorphologie et structures profondes du Massif Central français* », Plein air service Clermont Ferrand, 109-132.
- CHENOT, D. & DEBEGLIA, N. (1990). – Three-dimensional gravity or magnetic constrained depth inversion with lateral and vertical variation of contrast. – *Geophysics*, **55**, 327-335.
- CHERNIAK, D.J., WATSON, E.B., HARRISON, T.M. & GROVE, M. (2000). – Pb diffusion in monazite : a progress report on a combined RBS/SIMS study. EOS Trans. AGU **81**, S25 Spring Meeting Supplement.
- CHOUKROUNE, P., GAPAIS, D. & MATTE, P. (1983). – Tectonique hercynienne et deformation cisailante: la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français), *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. **296**.

- COCHERIE, A. & ALBAREDE, F. (2001). – An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 4509–4522.
- COCHERIE, A., LEGENDRE, O., PEUCAT, J.J. & KOUAMELAN, A. N. (1998). – Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total Pb determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 2475–2497.
- COGNE, J. & WRIGHT, A.E. (1980). – L'Orogène cadomien; vers un essai d'interprétation paleogeodynamique unitaire des phenomenes orogeniques fini-precambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification a l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. The Cadomian Orogeny; unified paleogeodynamic interpretation of late Precambrian orogeny in Central and Western Europe, origin of the crust and Variscan and Alpine mobilization. *Geologie de l'Europe, du Precambrien aux bassins sedimentaires post-hercyniens--Geology of Europe, from Precambrian to the post-Hercynian sedimentary basins. Memoires du B.R.G.M.*, n°108, 29-55.
- COGNE, J. (1977). – La chaîne hercynienne ouest européenne correspond-elle à un orogène par collision? Proposition pour une interprétation géodynamique globale. In : « Coll. Int. CNRS », Rennes : 111-129.
- COLCHEN, M., ROLIN, P. (1996). – Le Complexe des Essarts-Mervent dans la transversale vendéenne de la chaîne hercynienne. Essarts-Mervent Complex in the Vendée transverse of the Hercynian Geosyncline. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre* **7**, 51 p.
- COPELAND, P., Parrish, R.R., Harrison T.M. (1988). – Identification of inherited Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, **333**, 760-763.
- CORRY, C.E. (1988). – Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth. *Geol. Soc. of Am. Special Paper*, **220**, 110 p.
- COSTA, S. (1992). – East-West diachronism of the collisional age in French Massif Central: implications for the European variscan orogen. – *Geodyn. Acta*, **5**, 51-68.
- COSTA, S., MALUSKI, H. & LARDEAU, J.-M. (1993). – ⁴⁰Ar-³⁹Ar chronology of Variscan tectonometamorphic events in an exhumed crustal nappe: The Monts du Lyonnais complex (Massif Central, France). *Chem. Geol.*, **105**, 339-359.
- COSTA, S., REY, P. & TODT, W. (1993). Late Carboniferous age of lower-crustal granulite-facies xenoliths in the eastern French Massif Central: Implications for post-thickening crustal processes. *Terra Abstr.*, **5**, 233.
- COURRIOUX, G. (1983). – Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **125**, 301-307.
- CRESPO-BLANC, A. & OROZCO, M. (1991). – The boundary between the Ossa - Morena and South portuguese Zones (Southern Iberian Massif): a major suture in the european hercynian chain. – *Geologische Rundschau*, **80/3**, 691-702.
- CUNEY, M. & STUSSI, J.M. (1989). – Synthèse géochimique sur les granites du Millevaches. Détermination de leur potentialité uranifère. Rapport au CEA, 64 p + annexes, dont une carte géochimique en couleur du Millevaches au 1/100 000°).
- CUNEY, M., BROUAND, M. & STUSSI, J.M. (2001). – Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec la socle du Poitou et l'ouest du Massif Central français, *Géologie de la France*, n°1-2, 117-142.
- CUNEY, M., FRIEDRICH, M., BLUMENFELD, P., BOURGUIGNON, A., BOIRON, M.-C., VIGNERESSE, J.-L. & POTY, B. (1990). – Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I: U pre-concentrations in pre-Variscan and Variscan formations - a comparison with Sn, W and Au. – *Tectonophysics*, **177**, 39-57.
- CUNNINGHAM, W.D., WINDLEY, B.F., DORJNAMJAA, D., BADAMGAROV, G. & SAANDAR, M. (1996). – A structural transect across the Mongolian western Altai: active transpressional mountain building in central Asia, *Tectonics*, **15**, 142-156.
- DAVIDSON, C., HOLLISTER, L.S., & SCHMID, S.M. (1992). – Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: the MacLaren Glacier metamorphic belt, South Central Alaska. *Tectonics*, **11**, 348-359.
- DAVIDSON, C., SCHMID, S.M. & Hollister, L.S. (1994). – Role of melt during deformation in the deep crust, *Terra Nova*, **6**, 133-142.
- DELOR, C., LEYRELOUP, A., BODINIER, J.-L. & BURG, J.-P. (1986). – Découverte d'éclogites à glaucophane dans la klippe de Najac (Massif Central français) : nouveaux témoins d'un stade de haute pression dans la chaîne de collision varisque. *C. R. Acad. Sci., Paris*, **302**, 739-744.
- DEMAY, A. (1948). – Tectonique anté-stéphaniennne du Massif Central. *Mem. Serv. Carte Géol.*, **37**, p 259.
- DINGLEY, D.J. & FIELD, D.P. (1997). – Electron backscatter diffraction and orientation imaging microscopy. *Materials Science and Technology*, 69-78.
- D'LEMOIS, R.S., BROWN, M. & STRACHAN, R.A. (1992). – Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, **149**, 487-496.
- DONNOT, M. (1965). – Micaschistes et granites du plateau de Millevaches. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **27**, 139 p.
- DOWNES, H. & DUTHOU, J.L. (1988). – Isotopic and trace-element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granulites and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.*, **68**, 291-308.
- DOWNES, H., DUPUY, C. & LEYRELOUP, A.F. (1990). – Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). *Chem. Geol.*, **83**, 209-231.
- DOWNES, H., SHAW, A., WILLIAMSON, B. J. & THIRLWALL, M. F. (1997). – Hercynian granodiorites and monzogranites, Massif Central, France. *Chem. Geol.*, **136**, no.1-2, 99-122.
- DUBUISSON, G., MERCIER, J. C. C., GIRARDEAU, J. & FRIZON, J. Y. (1989). – Evidence for a lost ocean in Variscan tarranes of the western Massif Central (France). *Nature*, **337**, 23, 729-732.
- DUCROT, J., LANCELOT, J.R. & MARCHAND, J. (1983). – Datation U-Pb sur zircon de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, 385-394.
- DUGUET, M. (2003). – Evolution tectono-métamorphique des unités de type Thiviers-Paysac dans la chaîne hercynienne française (Massif Central et Vendée). Univ. D'Orléans, 255.
- DUMAS, E., FAURE, M. & PONS, J. (1990). – L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **310**, Ser. II, 1533-1539.
- DUTHOU, J.-L. & FLOCH, J.P. (1989). – Evolution tectonometamorphique du Massif Central. Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **4**, 667-693.

- DUTHOU, J.-L. (1977). – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relations avec le métamorphisme: le Nord-Limousin. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Clermont-Ferrand, Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand, 63, 290 p.
- DUTHOU, J.-L., CHENEVOY, M. & GAY, M. (1994). – Age Rb-Sr Dévonien moyen des migmatites à cordierite des Monts du Lyonnais (Massif central Français). - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Ser. II, **319**, 791-796.
- ECHTLER, H. & MALAVIEILLE, J. (1990). – Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, southern Massif Central). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, *Tectonophysics*, **177**, n°1-3, 125-138.
- EGGLETON, R. A. & BUSECK, P.R. (1980). – The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 123-133.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. (1984). – Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. - *J. Petrol.*, **25**, 4, 894-928.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. (1986).- Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: Collision tectonics. – Collision tectonics. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 83-94.
- FAURE, M. (1989). – L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris II, **309**, 1839-1845.
- FAURE, M., (1995). – Late Carboniferous extension in the Variscan French Massif central. - *Tectonics*, **14**, 132-153.
- FAURE, M. & BECQ-GIRAUDON, (1993). – Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaissement carbonifères du Massif Central français. - *C. R. Acad. Sci.*, **316**, 967-973.
- FAURE, M. & CARTIER, C. (1998). – Deformations ductiles polyphasées dans l'antiforme orthogneissique de St-Clement-de-la-Place (unité de Lanvaux, Massif armoricain). Polyphase ductile deformation in the Saint Clement de la Place orthogneiss antiform, Lanvaux Formation, Armorican Massif, *C. R. Acad. Sci.*, Paris, Ser. II, **326**, n°11, 795-802.
- FAURE, M. & PONS, J. (1991). – Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Wesphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France. - *Geology*, **19**, 730-733.
- FAURE, M., CHARONNAT, X. & CHAUVET, A. (1999). – Schéma structural et évolution tectonique du domaine parautochtone cévenol de la chaîne hercynienne (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **328**, 401-407.
- FAURE, M., LOLOIX, C. & ROIG, J.-Y. (1997). – L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **168**, 695-705.
- FAURE, M., PROST, A. & LASNE, E. (1990). – Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Wesphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif Central Français. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 189-197.
- FAURE, M., MONIE, P., PIN, C., MALUSKI, H. & LOLOIX, C. (2002). – Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central : new ⁴⁰Ar/³⁹Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension, *Int. J. Earth Sciences*, **91**, 53-75.
- FEIX, I. (1988). – Etude géologique dans le Sud-Millevaches : lithologie, géochimie, métamorphisme et structure des séries situées au Sud de la vallée de la Dordogne. Place dans le Massif central français occidental. Thèse de 3^e cycle, Université d'Orléans, 2 vol., 534p.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978). –Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- FEYBESSE, J.L. (1981). – Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou. Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon Houiller. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 277p..
- FLOC'H J.-P., (1974). – Données nouvelles sur la lithologie et les déformations dans la partie occidentale de l'Arc du Thaurion (Limousin, Massif-Central français). New data on the lithology and deformation in the western part of the Thaurion Arc, Limousin, French Central Massif. *Reunion Annuelle des Sciences de la Terre*, n°2, 175 p.
- FLOC'H, J.-P., JOUBERT, J.M., CONSTANS, J. & MAURIN, G. (1993). – Notice explicative de la feuille au 1/50000 de Bellac. - Orléans: *B.R.G.M.*, 78 p.
- FLOC'H, J.-P. (1983). – La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif Central Français). - Thèse d'Etat, Univ. Limoges, 445 p.
- FOURCADE, S. (1981). – Géochimie des granitoïdes, thèse de l'Université de Paris 7, 189p.
- FRANCE-LANORD, C. & LE FORT, P. (1988). – Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* **79**, 183-196.
- FRANKE, W. (1984). – Late events in the tectonic history of the Saxo-Thuringian Zone. In: *Variscan tectonics of the North Atlantic region*. Blackwell Special Publication, 33-45.
- FRANKE, W. (1989). – Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – *Geol. Soc. of Am.*, Spec. Paper, **230**, 67-90.
- FYFE, W.S. (1973). – The generation of batholiths. - *Tectonophysics*, **17**, 273.
- GAPPAIS, D. & BARBARIN, B. (1986). - Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). - *Tectonophysics*, **125**, n°4, 357-370.
- GARDIEN, V., LARDEAUX, J. M. & MISSERI, M. (1988). – Les peridotites des Monts du Lyonnais (M.C.F.); témoins privilégiés d'une subduction de lithosphère paléozoïque. The Monts du Lyonnais peridotites, Central Massif, France; a record of Paleozoic lithospheric subduction. *C. R. Acad. Sci.*, Ser. 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, **307**, no.19, 1967-1972.
- GÉBAUER, H., BERNARD-GRIFFITHS, J. & GRÜNENFELDER, M. (1981). – U/Pb zircon and monazite dating of mafic-ultramafic complex and its country rocks. Example: Sauviat-sur-Vige, French Massif Central, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 292-300.
- GEBELIN, A., MARTELET, G., BRUNEL, M., FAURE, M. & ROSSI, P. (2004). – Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif, Massif Central, France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **175**, n°3, 239-248.
- GÉBELIN, A., MARTELET, G., CHEN, Y., BRUNEL, M. & FAURE, M. (2004). – Highlighting the structure of late Variscan leucogranites in the French Massif Central by new AMS, gravity and structural results from the Millevaches massif, *J. Struct. Geol.*, accepted.

- GIRARDEAU, J., DUBUISSON, G. & MERCIER, J.-C. (1986). – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylienne du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Ser. II, **8**, 5, 849-860.
- GLEIZES, G., (1992). – Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. Thèse de Doctorat, Université Paul-Sabatier, Toulouse, 259p.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D. & BOUCHEZ, J.L. (1997). – Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, **9**, 38-41.
- GOWER, R.J.W. & SIMPSON, C. (1992). – Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struct. Geol.*, **14**, 301-313.
- GRANT, J.A. (1985). – Phase equilibria in low-pressure partial melting of pelitic rocks. *Amer. J. Sci.*, **285**, 409-435.
- GREEN, T.H. (1976). – Experimental generation of cordierite- or garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition, *Geology* (Boulder), v.4, 2, 85-88.
- GROLIER, J. & LETOURNEUR, J. (1968). – L'évolution tectonique du grand Sillon Houiller du Massif Central français. *Proc. 23rd Int. Geol. Cong.*, **I**, 107-116.
- GROLIER, J. (1971). – Contribution à l'étude géologique des séries cristallophyliennes inverses du Massif central français : la série de la Sioule. *Mémoire du B.R.G.M.*, **64**, 163p.
- GUERANGE-LOZES, J. & ALSAC, C. (1986). – Les nappes Varisques de l'Albigeois cristallin ; lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *Géologie de la France*.
- GUILLOT, P.L. (1981). – Les séries métamorphiques du Bas Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse d'état, Université d'Orléans, 391p.
- GUILLOT, P.L., ASTRUC, J.G., FEIX, I., HUMBERT, L., LEFAVRAIS-HENRI, M., LEFAVRAIS-RAYMOND, A., MICHARD, A., MONIER, G., ROUBICHOU, P. (1992). – Notice de la carte géologique au 1/50000 : Feuille de Saint-Céré (810). Orléans : *B.R.G.M.*, 76p.
- GUILLOT, S. (1993). – Le granite du Manaslu (Népal Central) marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales Himalayennes.
- GUILLOT, S., PÊCHER, A. & LE FORT, P. (1995). – Contrôles tectoniques et thermiques de la mise en place des leucogranites himalayens. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **320**, 55-61.
- GUINEBERTEAU, B. (1984). – Le massif granitique de Mortagne sur Sèvre (Vendée): structure, gravimétrie, mise en place, distribution de U/Th/K. Thèse de 3^{ème} cycle, Nantes, 178p.
- GUINEBERTEAU, B., BOUCHEZ, J.-L. & VIGNERESSE, J.-L. (1987). – The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 763-770.
- GUMIAUX, C., GAPAIS, D., BRUN, J.P., CHANTRAINE, J. & RUFFET G. (2004). – Tectonic history of the Variscan Armorican Shear belt (Brittany, France). *Geodyn. Acta*.
- HAMES, W.E. & CHENEY, J.T. (1997). – On the loss of ⁴⁰Ar* from muscovite during polymetamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 3863-3872.
- HAMES, W.E. and BOWRING, S.A. (1994). – An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, no.1-4, pp.161-169.
- HAMMER, S. (1939). – Terrain corrections for gravimeter stations. *Geophysics*, **4**, 184-194.
- HANMER, S.K., LE CORRE, C. & BERTHE, D. (1982). – The role of Hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and Paleozoic rocks of central Brittany. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 85-93.
- HARGRAVES, R.B., JOHNSON, D. & CHAN, C.Y. (1991). – Distribution anisotropy; the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysical research Letters*, **18**, n°12, 2193-2196.
- HARRISON, T. M., DUNCAN, I. & Mc DOUGALL, . (1985). – Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 2461-2468.
- HEIDELBACH, F., KUNZE, K. & WENK, H.R. (2000). – Texture analysis of a recrystallised quartzite using electron diffraction in the scanning electron microscope, *J. Struct. Geol.*, **22**, 91-104.
- HIBBARD, M.J. (1979). – Myrmekites as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 1047-1062.
- HIBBARD, M.J. (1987). – Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *J. Geol.*, **95**, 543-561.
- HIPPERT, J.F., ROCHA, A., LANA, C., EGYDIO-SILVA, M., TAKESHITA, T. (2001). – Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. - *J. Struct. Geol.*, **23**, 67-80.
- HODGES, K.W. & BOWRING, S.A. (1995). – ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of isotopically zoned micas: Insights from the southwestern USA Proterozoic orogen. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3205-3220.
- HOGAN, J.P. & GILBERT, M.C. (1995). – The A-type Mount Scott granite sheet: importance of crustal magma trap. *Journal Geophysical Research*, **100**, 15792-15799.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977). – Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1998). – An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. metamorphic Geol.*, **16**, 309-343.
- HOLLIGER, P., CUNEY, M., FRIEDRICH, M. & TURPIN, L. (1986). – Age carbonifère de l'Unité de Brême du complexe granitique peralumineux de St Sylvestre (NO du Massif Central) définir les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci.*, Ser. 2, **303**, 1309-1314.
- HOLM, D.K. (1995). – Relation of deformation and multiple intrusion in the Death Valley extended region, California, with implications for magma entrapment mechanism. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10495-10505.
- HROUDA, F. (1982). – Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37-82.
- HUPPERT, H.E. & SPARKS, R.S.J. (1988). – The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, **29**, 599-624.
- HUTTON, D.H.W. & REAVY, R. J. (1992). – Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, **11**, 960-967.
- HUTTON, D.H.W. (1982). – A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 615-631.

Références bibliographiques

- HUTTON, D.H.W. (1988). – Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Trans. R. Soc. Edin.: Earth Sci.*, **79**, 245-255.
- HUTTON, D.H.W. (1996). – The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, **19**, 114-119.
- INGRAM, G.M. & HUTTON, D.H.W. (1994). – The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**, 715-728.
- JACKSON, M.D. & POLLARD, D.P. (1988). – The laccolith-stock controversy: New results from the southern Henry Mountains, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 117-139.
- JAFFREY, A.H., FLYNN, K.F., GLENDENIN, L.E., BENTLEY, W.C., ESSLING, A.M. (1971). – Precision measurement of half-lives and specific activities of ²³⁵U and ²³⁸U, *Phys. Rev. C*, **4**, 1889-1906.
- JELINEK, V. (1978). – Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophyzika et Geodetika*, **22**, 50-62.
- JELINEK, V., (1981). – Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, 563-567.
- JESSEL, M.W. (1987). – Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *J. Struct. Geol.*, **9**, 1007-1014.
- JONES, D.L., GRAYMER, R., WANG, C., McEVILLY, T.V. & LORNAX, A. (1994). – Neogene transpressive evolution of the California Coast Ranges. *Tectonics*, **13**, 561-574.
- JOVER, O. & BOUCHEZ, J.L. (1986). – Mise en place syntectonique des granitoides de l'Ouest du Massif Central français. Syntectonic emplacement of granitoids in the French western Massif Central, *C. R. Acad. Sci.*, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre, v.303, **10**, 969-974.
- JOVER, O. (1986). – Les massifs granitiques de Guéret et du nord-Millevalches. Analyse structurale et modèle de mise en place (Massif Central Français). – Thèse, Univ. Nantes, 233 p.
- JUNG, J. (1954). – Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. – *Ann. Herbert et Haug.*, Fac. Sci. Paris VIII, **235**, 62p.
- KORNPORST, J. & POULAIN, D. (1972). – Relations structurales entre les "micaschists supérieurs" et les "micaschists inférieurs" dans la région de St Geniez d'Olt (Aveyron). *C. R. Acad. Sci.*, **274**, 3511-3514.
- KOSSMAT, F. (1927). – Gliederung des Varistisches Gebirgsbanes. – *Abh. Sachs. Geol. Landesamtes*, **1**, 39.
- KOUKOUVELAS, I., PE-PIPER, G. & PIPER, D. J. W. (2002). – The role of dextral transpressional faulting in the evolution of an early Carboniferous mafic-felsic plutonic and volcanic complex: Cobequid Highlands, Nova Scotia, Canada. *Tectonophysics*, **348**, 219-246.
- KRIEGER LASSEN, N.C. (1996). – The relative precision of crystal orientations measured from electron backscattering patterns. *J. Microsc.*, **181**, 72-81.
- KRUHL, J.H. & PETERNELL, M. (2002). – The equilibration of high-angle grain boundaries in dynamically recrystallized quartz: the effect of crystallography and temperature. *J. Struct. Geol.*, **24**, 1125-1137.
- LAFON, J.M., LANCELOT, J.R. & MERCIER, J.C.C. (1985). – Datation U-Pb de l'orthogneiss de Meuzac; sa signification. U-Pb dating of the Meuzac Orthogneiss; significance. Programme géologie profonde de la France; deuxième phase d'investigation, 1984-1985. *Documents - B.R.G.M.*, **95.3**, 129-139.
- LAGARDE, J.-L., BRUN, J.-P. & GAPAIS, D. (1990). – Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, 1109-1114.
- LAMEYRE, J. (1966). – Leucogranites et muscovitisation dans le massif Central Français. – Thèse, Univ. de Clermont-Ferrand, 264 p.
- LAMEYRE, J. (1966). – Leucogranites et muscovitisation dans le massif Central Français. – Thèse, Univ. de Clermont-Ferrand, 264 p.
- LAMEYRE, J. (1982). – Contribution à la géologie du Limousin: arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *C. R. Acad. Sci.*, **294**, 1237-1240.
- LAMEYRE, J. (1984). – Contribution à la géologie du Limousin; (II), Les leucogranites fini-carbonifères et le modèle himalayen. Contribution to the geology of Limousin, France; (II), The Upper Carboniferous leucogranites and the Himalayan model, *C. R. Acad. Sci.*, v.298, **20**, 895-900.
- LARDEAUX, J.M. & DUFOUR, E. (1987). – Champs de déformations superposées dans la chaîne Varisque. Exemple de la zone Nord des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.*, **305**, 61-64.
- LARDEAUX, J.-M., LEDRU, P., DANIEL, I., DUCHENE, S. (2001). – The Variscan French Massif Central: a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics*, **332**, 143-167.
- LE BRETON, N. & THOMPSON, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **99**, 226-237.
- LE CARLIER DE VESLUD, C., ALEXANDRE, P., CUNEY, M., RUFFET, G., CHEILLETZ, A. & VIRLOGEUX, D. (2004). – Thermochronology ⁴⁰Ar/³⁹Ar et évolution thermique des granitoides méso-varisques du complexe plutonique de Charroux-Civray (Seuil du Poitou). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **175**, n°2, 95-106.
- LE CARLIER DE VESLUD, C., CUNEY, M., ROYER, J.J., FLOC'H, J.P., AMEGLIO, L., ALEXANDROV, P., VIGNERESSE, J.L., CHEVREMENT, P. & ITARD, Y. (2000). – Relationships between granitoids and mineral deposits: three-dimensional modelling of the Variscan Limousin Province (NW French Massif Central). *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **91**, 283-301.
- LE CORRE, C., AUVRAY, B., BALLEVRE, M. & ROBARDET, M. (1991). – Le Massif Armoricaïn. *Sciences Géologiques*, **44**, 31-103.
- LE FORT, P. (1981). – Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya, a model for its genesis and emplacement, *Journal of Geophysical Research* B86, 10545-10568.
- LE FORT, P., CUNEY, M., DENIEL, C., France-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F., UPRETI, B.N. & VIDAL, P. (1987). – Crustal generation of the Himalayan leucogranites, *Tectonophysics*, v.134, **1-3**, 39-57.
- LEDRU, P. & AUTRAN, A. (1987). – L'édification de la chaîne Varisque dans le Limousin. Rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Millevalches.- *Prog. G.P.F., Doc. B.R.G.M.*, Orléans, 87-106.
- LEDRU, P., AUTRAN, A. & SANTALLIER, D. (1994). – Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central: a basis for paleogeographical reconstitution. In:

- "Pre-mesozoic geology in France and related areas."
Keppie J.D. (Ed.), Springer Verlag.
- LEDRU, P., AUTRAN, A. (1987). – L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Milleval. – In: Géol. Prof. France. Thème 3 : Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin. *Document du BRGM*, **140**, 51-91.
- LEDRU, P., LARDEAUX, J.-M., SANTALLIER, D., AUTRAN, A., QUENARDEL, J.-M., FLOC'H, J.-P., LEROUGE, G., MAILLET, N., MARCHAND, J. & PLOQUIN, A. (1989). – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 605-618.
- LELOIX, C., FAURE, M. & FEYBESSE, J.L. (1999). – Hercynian polyphase tectonics in the Northeast French Massif Central; the closure of the Brevenne Devonian-Dinantian rift. *Int. J. Earth Sci.*, **88**, n°3, 409-421.
- LELOUP, P.H., RICARD, Y., BATTAGLIA, J. & LACASSIN, R. (1999). – Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples, *Geophys. J. Int.*, **136**, 19-40.
- LEYRELOUP, A.F. (1992). – La croûte métamorphique du Sud de la France (Massif Central, Languedoc). Géologie des surfaces et des enclaves remontées par les volcans Cénozoïques : Le rôle des intrusions mafiques basi-crustales dans la croûte inférieure. *Thèse de doctorat d'état. Université Montpellier II*, 2t, 557 p.
- LEYRELOUP, A.F., DUPUY, C. & ANDRIAMBOLOLONA, R. (1977). – Catazonal xenoliths in French Neogene volcanic rocks: Contribution of the lower crust. Part 2: chemical composition and consequences on the evolution of the french Massif Central Precambrian crust. *Contrib. Mineral. Petro.*, **62**, 283-300.
- LILLIE, F. (1974). – Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg 101p.
- LISTER, G., PATERSON, M. & HOBBS, B. (1978). – The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model, *Tectonophysics*, **45**, 107-158.
- LLOYD, G.E., SCHMIDT, N.H., MAINPRICE, D. & PRIOR, D.J. (1991). – Crystallographic textures, *Mineralogical Magazine*, **55**, 331-345.
- LUDWIG, K.R. (1993). – Pbdatt: a computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.24, *United States Geological Survey open-file report*, 88-542.
- LUDWIG, K.R. (2001). – User manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel., *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **1a**, 1-56.
- MAILLET, N., PIBOULE, M., SANTALLIER, D. & CABANIS, B. (1984). – Diversité d'origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin., *Doc. BRGM*, 81-3, 1-24.
- MAINPRICE, D., BOUCHEZ, J.-L., BLUMENFELD, P. & TUBIA, J.M. (1986). – Dominant *c* slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**, 819-822.
- MAINPRICE, D.H. & PATERSON, M.S. (1984). – Chemical effects of water on the strength and deformation of crustal rocks, *J. Geophys. Res.*, B, v. 89, **6**, 4257-4269.
- MALAVIEILLE, J. (1993). – Late orogenic extension mountain belts: insights from the Basin and Range and the late paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, **12**, n°5, 1115-1130.
- MALAVIEILLE, J., GUILLOT, S., COSTA, S., LARDEAUX, J.M. & GARDIEN, V. (1990). – Collapse of the thickened Variscan crust in the french Massif Central: Mont du Pilat extensional shear zone and St. – Etienne carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, 139-149.
- MALUSKI, H. (1985). – Method argon 39-argon 40. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. In : Roth E., Poty B. (Eds.), *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels*. Masson, 341-372.
- MAREST, D. (1985). – Comparaison des évolutions dynamiques des bassins houillers limniques du Limousin: mise en place de modèles de dépôts. Thèse 3^{ème} cycle et Mém. Sc. Terre Univ. Curie, Paris, n° 85-52, 282 p..
- MARTELET, G., CALCAGNO, Ph., GUMIAUX, C., TRUFFERT, C., BITRI, A., GAPAIS, D. & BRUN, J.P. (2004). – Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtocéaux area (South Brittany, France). *Tectonophysics*, in press.
- MARTELET, G., DEBEGLIA, N., & TRUFFERT, C. (2002). – Homogénéisation et validation des corrections de terrain gravimétriques jusqu'à la distance de 167 km sur l'ensemble de la France. – *C. R. Geosciences*, **334**, 449-454.
- MARTELET, G., DIAMENT M. & TRUFFERT C. (1999). – Un levé gravimétrique détaillé dans les Cévennes : apport à l'imagerie crustale (programme GéoFrance3D - Massif Central). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **328**, 727-732.
- MATTAUER, M. & ETCHECOPAR, A. (1976). – Argumentation en faveur de chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. In : « *Coll. Int. C.N.R.S.* », Sèvres, France, 261-267.
- MATTAUER, M. (1974). – Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne? – *Coll. Int. C.N.R.S.*, **268**, 261-267.
- MATTAUER, M. (1986). – Intracontinental subduction, crust mantle decollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. *Himalayan Tectonics*, Coward & Riess (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 37-50.
- MATTAUER, M., BRUNEL, M. & MATTE, P. (1988). – Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **306**, 671-676.
- MATTE, P. (1986). – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 9-24.
- MATTE, P. (1991). – Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-339.
- MATTE, P. (1998). – Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic belts : Uralides and Variscides. *Journal of the Geological Society of Sweden (GFF)*, Special Issue : Tectonics and General History of Phanerozoic Orogens, **120**, 209-222.
- MATTE, P. (2001). – The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, **13**, 122-128.
- MATTE, P. (2002). – Variscides between the Appalachians and the Urals : Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Geol. Soc. of Am.*, **364**, p. 239-251.
- MATTE, P. & HIRN, A. (1988). – Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan Belt in Western France. *Tectonics*, **7**, 141-155.

- MATTE, P. & MATTAUER, M. (2003). -La chaîne hercynienne reconstituée. The Hercynian Range reconstructed. *Pour la Science*, **311**, 58-63.
- MATTE, P., MALUSKI, H. & ECHTLER, H. (1985). - Cisaillements ductiles Varisques vers l'Est-Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohême, Autriche). Données microtectoniques et radiométriques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *C. R. Acad. Sci.*, **301**, 721-724.
- MATTE, P., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W. (1990). - Terrane boundaries in the Bohemian Massif. Result of a large scale variscan shearing. *Tectonophysics*, **177**, 151-170.
- Mc CLAY, K. & BONORA, M. (2001).- Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems, *AAPG Bulletin*, **85**, 233-260.
- Mc DOUGALL, I. & HARRISON, T.M. (1999). - Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. Oxford University Press, New York, USA, 212 pp.
- MENOT, R.P., PEUCAT, J.J., SCARENZI, D. & PIBOULE, M. (1988). - 496 M.y. age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): Evidence of lower Paleozoic oceanisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, p. 82-92.
- MERCIER, J.C.C., GIRARDEAU, J., PRINZHOFER, A. & DUBUISSON, G. (1985). - Les complexes ophiolitiques du Limousin; structure, pétrologie et géochimie. The ophiolitic complexes of Limousin; structure, petrology and geochemistry. Programme géologie profonde de la France; deuxième phase d'investigation, 1984-1985. *Documents - B.R.G.M.*, **95.3**, 35-48.
- MERCIER, L., JOHAN, V., LARDEAUX, J.-M. & LEDRU, P. (1992). - Evolutions tectono-métamorphiques des nappes de l'Artense (Massif Central français) : nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **163**, 641-649.
- MERCIER, L., LARDEAUX, J.M. & DAVY, P. (1991). - On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the french Massif Central. *Tectonics*, **10**, n°1, 131-140.
- MEZURE, J.-F., (1980). - Etude structurale des granites d'Egletons, Meymac et Ussel (Nord). Contribution à l'estimation quantitative de la déformation. Pétrographie et géochimie. Thesis of speciality, Univ. Clermont-Ferrant, 191p.
- MOLLIER, B. & BOUCHEZ, J.-L. (1982). - Structuration magmatique du complexe granitique de Brême-St Sylvestre-St Goussaud (Limousin, Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Ser. 2*, **294**, 1329-1334.
- MONIÉ, P., CABY, R. & ARTHAUD, M.H. (1997). - The Neoproterozoic brasiliano orogen of Northeast Brazil. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and petro-structural data from Ceara. *Precambrian Res.*, **81**, 241-264.
- MONIE, P., SOLIVA, J., BRUNEL, M. & MALUSKI, H. (1994). - Les cisaillements mylonitiques du granite de Millas (Pyrénées, France). Age Crétacé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interpretation tectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **165**, 559-571.
- MONIER, G. (1980). - Pétrologie des granitoïdes du Sud Millevaches (Massif Central Français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Clermont II, 288p.
- MONTEL, J.M., FOREST, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. (1996). - Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol.*, **131**, 37-53.
- MONTEL, J.M., KORNPROBST, J. & VIELZEUF, D. (2000). - Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *J. Metamorph. Geol.*, **18**, 335-342.
- MOURET, G. (1924). - Sur la structure de la région granitique de Millevaches. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, **179**, 1612-1615.
- MOUTHER, B. (1976). - Lithostratigraphie et métamorphisme des formations cristallophylliennes de la région de Chateaufort-la-Forêt (Haut Limousin) Massif Central français. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Lyon, **508**, 2 vol., 161.
- MUKHOPADHYAY, B. & HOLDAWAY, M.J. (1994). - Cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. I. New experimental calibration in the system $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and certain P-T-XH₂O relations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 462-472.
- NELSON, K.D. and many others... (1996). - Partially molten middle crust beneath southern Tibet: synthesis of project INDEPTH results. *Science*, **274**, 1684-1687.
- NEUMANN, B. (2000). - Texture development of recrystallised quartz polycrystals unravelled by orientation and misorientation characteristics. *J. Struct. Geol.*, **22**, 1695-1711.
- NICOLAS, A. & POIRIER, J.P. (1976). - Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Wiley, 444 p.
- ONEZIME, J., CHARVET, J., FAURE, M., CHAUVET, A. & PANIS, D. (2002). - Structural evolution of the outermost segment of the West European Variscides : the South Portuguese Zone (SW Iberia). *J. Struct. Geol.*, **24**, 451-468.
- PARRISH, R.R. (1990). - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth. Sci.*, **27**, 1431-1450.
- PATÍÑO-DOUCE, A.E. & HARRIS, N. (1998). - Experimental constraints on Himalayan anatexis. *J. Petrol.*, **39**, 689-710.
- PEIFFER, M. T. (1986). - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration Varisque du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci.*, Ser. II, **303**, 4, 305-310.
- PETFORD, N. & GALLAGHER, K. (2001). - Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 483-499.
- PETFORD, N. (1996). - Dykes or diapirs? *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, **87**, 105-114.
- PETFORD, N., KERR, R.C. & LISTER, J.R. (1993). - Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**, 845-848.
- PETITPIERRE, E. & DUTHOU, J.-L. (1980). - Age westphalien par la methode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, Plateau d'Aigurande (Massif Central français). *C. R. Acad. Sc.*, **291**, 163-166.
- PETREQUIN, M. (1979). - Etude gravimétrique du massif de le Margeride et de sa bordure méridionale. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, 128p.
- PEUCAT, J.J., BERNARD-GRIFFITHS, J., GIL IBARGUCHI, J.I., DALLMEYER, R.D., MENOT, R.P., CORNICHE, J. & IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1990). - Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust : the Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, **177**, 263-292.
- PIN C. & LANCELOT J. (1982). - U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, 1-12.
- PIN, C. & MARINI, F. (1993). - Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe : Nd-Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, **29**, 177-196.

Références bibliographiques

- PIN, C. & PEUCAT, J.J. (1986). – Age des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif Central et le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **8**, II, 3, 461-469.
- PIN, C. (1979). – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif Central). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Montpellier, 205.
- PIN, C. (1981). – Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids : the « granite du Pinet » and the « orthogneiss de Marvejols » (southern French Massif central). *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**, 27-48.
- PIN, C. (1990). – Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, **177**, 215-227.
- PIN, C. (1991). – Sr-Nd isotopic study of igneous and metasedimentary enclaves in some hercynian granitoids from the Massif Central, France. In: DIDIER J. & BARBARIN B. (ed.) *Developments in Petrology: Enclaves and granite petrology*, Elsevier, 333-343.
- PIN, C. & VIELZEUF, D. (1983). – Granulites and related rocks in Variscan median Europe: A dualistic interpretation. *Tectonophysics*, **93**, 47-74.
- PINET, et al., (1986). Crustal thinning on the Aquitaine shelf, Bay of Biscay, from seismic data. *Nature*, **325**, 513-516.
- POLLARD, D.D. & JOHNSON, A.M. (1973). – Mechanics of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II - Bending and failure of overburden layers and sill formation. *Tectonophysics*, **18**, 318-354.
- QUENARDEL, J.M., COHEN-JULIEN, M., FREYTET, P., LEMAIRE, D., LEROUGE, G., PEULVAST, J.-P., CONSTANS, J. & VAUTRELLE, C. (1991). – Notice de la carte géologique d'Aigurande à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 100 p.
- RAGUIN, E. (1938). – Contribution à l'étude du plateau de Millevaches (révision de la feuille de Limoges). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **39**, n°197, 113-119.
- RECHES, Z. & FINK, J. (1988). – The mechanism of intrusion of the Inyo dike, Long Valley, California. *J. Geophys. Res.*, **93**, 627-662.
- RICARD, Y., FROIDEVAUX, C. & Hermance, J.F. (1983). – Model heat flow and magnetotellurics for the San Andreas and oceanic transform faults. *Ann. Geophys.*, **1**, 47-52.
- ROBARDET, M., VERNIERS, J., FEIST, R. & PARIS, F. (1994). – Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, **3**, 3-31.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M. & AUBOURG, C. (1992). – Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, **30**, 209-226.
- ROGER, F. & MATTE, P. (soumis). – Early Variscan HP metamorphism in the western Iberian Allochthon. A 390 Ma U/Pb age for the Bragança eclogite (NW Portugal), *Int. J. Earth Sci.*.
- ROIG, J. Y. & FAURE, M. (2000). – La tectonique cisailante polyphasée du Sud-Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne--Polyphase shear tectonics in the South-Limousin (French Massif Central) and its interpretation in a polycyclic evolution model of the Hercynian Belt. Principaux Resultats Scientifiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **171**, n°3, pp. 295-307.
- ROIG, J.-Y. (1997). – Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif Central français). Thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Orléans, 287p.
- ROIG, J.-Y., FAURE, M. & LEDRU, P. (1996). – Polyphase wrench tectonics in the southern french Massif Central : kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geol Rundsch*, **85**, 138-153.
- ROIG, J.-Y., FAURE, M. & MALUSKI, H. (2002). – Surimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. *Terra Nova*, **14**, 25-32.
- ROIG, J.-Y., FAURE, M. & TRUFFERT, C. (1998). – Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SO French Massif Central. *J. Struct. Geol.*, **20**, 9-10, 1169-1189.
- ROLIN, P. & COLCHEN, M. (2001). – Carte structurale du socle Varisque Vendée-Seuil du Poitou-Limousin, *Géologie de la France*, **1-2**, 3-6.
- ROLIN, P., CARTANAZ, C., HENRY, P., ROSSY, M., COCHERIE, A., SALEN, F. & Delwalle, B. – Notice explicative de la Carte géologique de Saint Sulpice-les-Champs (N°666) au 1/50 000, Editions B.R.G.M., Orléans, en préparation.
- ROLIN, P., DUTHOU, J.-L. & QUEDARNEL, J.-M. (1982). – Datation Rb/Sr des leucogranites de Crozant et d'Orsennes: conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle du Plateau d'Aigurande (NW du Massif Central Français). *C. R. Acad. Sci.*, Ser.II, **294**, 799-802.
- ROQUES, M. (1941). – Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. *Mem. Serv. Carte Géol.*, 527.
- ROUBICHOU, P. (1979). – Les formations métamorphiques de la région de Leyme pres Saint-Cere (Lot); étude structurale et pétrographique. Metamorphic formations in the Leyme region near Saint-Cere, Lot; structural and petrographic study. *Documents - B.R.G.M.*, n°18, 16.
- RUFFET, G., FÉRAUD, G. & AMOURIC, M. (1991). – Comparison of ⁴⁰Ar-³⁹Ar conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1675-1688.
- SAINT BLANQUAT (de), M. (2002). – Recherches sur les relations entre la tectonique et le magmatisme granitique. HDR, Université Paul-Sabatier Toulouse III.
- SANTALLIER, D. & FLOC'H, J. P. (1979). – Les élogites de la Faurie (Bas-Limousin, feuille d'Uzerche à 1/50 000). The Faurie eclogites, Bas Limousin; Uzerche Sheet 1:50,000. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Section 1: *Géologie de la France*, n° 2, 109-119.
- SANTALLIER, D. (1981). – Les roches basiques de la série métamorphique du Bas Limousin (Massif Central, France). Thèse d'état, Orléans, 340p.
- SANTALLIER, D., FLOC'H, J. P. & GUILLOT, P.L. (1978). – Quelques aspects du métamorphisme devonien en Bas-Limousin (Massif central, France). Devonian metamorphism in the Bas-Limousin region, Central Massif, France. *Bulletin de Mineralogie*, **101**, n° 1, 77-88.
- SANTALLIER, D., FLOC'H, J.-P. (1989). – Tectonique tangentielle et décrochements ductiles dévono-carbonifères superposés dans la région de Bellac (nord-ouest du Massif Central français). *C. R. Acad. Sci.*, **309**, 1419-1424.
- SANTALLIER, D., LARDEAUX, J.M., MARCHAND, J. & MARIGNAC, C. (1994). – Metamorphism. In: Keppies J.D. (Eds), Pre-mesozoic geology in France and related areas, *Springer Verlag*, 325-340.

- SCAILLET, S., CUNEY, M., LE CARLIER DE VESLUD, C., CHEILLETZ, A. & ROYER, J.J. (1996). – Cooling pattern and mineralisation history of the St Sylvestre and Western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: II. Thermal modelling and implications for the mechanisms of U-mineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, b, 4673-4688.
- SCHEUVENS, D. (2002). – Metamorphism and microstructures along a high-temperature metamorphic field gradient: the north-eastern boundary of the Kralovsky hvozď unit (Bohemian Massif, Czech Republic). *J. metamorphic Geol.*, **20**, 413-428.
- SCHMIDT, N.H. & OLESEN, N.O. (1989). – Computer-aided determination of crystal-lattice orientation from electron-channeling patterns in the SEM. *Canadian Mineralogist*, **27**, 15-22.
- SCHMITZ, M., *et al.* (11 auteurs) (1999). – The crustal structure beneath the Central Andean forearc and magmatic arc as derived from seismic studies – the PISCO 94 experiment in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 237-260.
- SEARLE, M.P., SIMPSON, R.L., LAW, R.D., PARRISH, R.R. & WATERS, D.J. (2003). – The structural geometry, metamorphic and magmatic evolution of the Everest Massif, High Himalaya of Nepal-South Tibet. *J. Geol. Soc. London*, **160**, n°3, 345-366.
- SHAW, A. (1991). – The petrogenesis of Hercynian granites, French Massif Central. PhD. Thesis, Birkbeck College, University of London, London.
- SPEAR, F.S., KOHN, M.J. & CHENEY, J.T. (1999).- P-T paths from anatectic pelites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.**134**, 1, pp.17-32.
- SPECTOR A. & GRANT F.-S. (1970). - Statistical models for interpreting aeromagnetic data. - *Geophysics*, **35**, 293-302.
- SPEER, J.A., Mc SWEEN, H.Y. & GATES, A.E. (1994). Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the Southern Appalachians. *J. Geol.*, **102**, 249-267.
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. (1977). - Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology, *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359-362.
- STUSSI, J.M. & CUNEY, M. (1990).-Granites et leucogranites des massifs de Peret Bel Air et Egletons, *Rapport sur les travaux réalisés dans le cadre du Contrat MC/15/142-CEA/DAMN-CREGU*.
- STUSSI, J.M. & CUNEY, M. (1993). – Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 585-596.
- SYLVESTER, A.G. & SMITH, R.R. (1976). - Tectonic transpression and basement-controlled deformation in the San Andreas fault zone, Salton trough, California, *AAPG Bulletin*, **60**, 74-96.
- SYLVESTER, A.G. (1988). - Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1666-1703.
- TALBOT J.Y. (2003). - Apport des études ASM et gravimétriques des plutons cévenols à la caractérisation structurale de l'évolution tardi-hercynienne du Massif Central - Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, 288 p.
- TELFORD, W.N., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. (1990). – Applied geophysics. Cambridge University Press, 860p.
- TEMPIER, P. (1976).- Présentation d'un nouveau schéma structural pour les schistes cristallins de la moyenne Dordogne et de leur prolongement meridional. Presentation of a new structural pattern for the crystalline schists of the central Dordogne and of their southern extension. *C. R. Acad. Sci., Serie D: Sciences Naturelles*, **282**, n°16, 1481-1484.
- THOMPSON, A.B. & CONOLLY, A.D. (1995).- Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings, *J. geophys. Res.*, **100**, 15565-15579.
- THOMPSON, A.B. & TRACY, R.J. (1979). – Model systems for anatexis of pelitic rocks: II-Facies series melting and reactions in the system: CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 429-438.
- THOMPSON, A.B. (1982). – Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *Am. J. Sci.*, **282**, 1567-1595.
- THOMPSON, A.B. (1996). – Fertility of crustal rocks during anatexis. Proceeding of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, **87**, 1-10.
- TIKOFF B. & SAINT BLANQUAT (de) M. (1997). - Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. - *Tectonics*, **16**, 442-459.
- TIKOFF B., SAINT BLANQUAT (de) M. & TEYSSIER C. (1999). - Translation and the resolution of the pluton space problem. - *J. Struct. Geol.*, **21**, 1109-1117.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1992).- Crustal-scale, en échelon "P-shear" tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, **20**, 927-930.
- TOMMASI A. & VAUCHEZ A. (1994). - Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. - *Tectonics*, **13**, n°2, 421-437.
- TULLIS, J., CHRISTIE, J.M. & GRIGGS, D.T. (1973). - Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 297-314.
- TURPIN, L., CUNEY, M., FRIEDRICH, M. BOUCHEZ, J.L. & AUBERTIN, M. (1990). - Meta-igneous origin of Hercynian peraluminous granites in N. W. French Massif Central; implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.**104**, no.2, pp.163-172.
- VAN DEN DRIESCHE, J. & BRUN, J.-P. (1989). - Un modèle de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris II, **309**, 1607-1613.
- VAN DER VOO, R. (1993). - Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge University Press, Cambridge, 412 p..
- VAUCHELLE, L. (1988). – L'extrémité occidentale du massif de Guéret (Massif Central français). Thèse, Clermont-Ferrand, n°88, **12**, 397 p.
- VIDAL, P. (1973). - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armorica. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 239-245.
- VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.J., COCHERIE, A., LE FORT, P., SHEPPARD, S.M.F. (1984). - Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth Plan. et Int.*, v.**35**, 1-3, 179-190.
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R. (1988). - Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system; consequences for crustal differentiation, *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.198, **3**, pp.257-276.

Références bibliographiques

- VIGNERESSE J.-L. (1995). - Control of granite emplacement by regional deformation. - *Tectonophysics*, **249**, 173-186.
- VIGNERESSE, J.-L. & BRUN, J.-P. (1983). - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t.XXV-3, 357-366.
- VIGNERESSE, J.L., BARBEY, P. & CUNEY, M. (1996). - Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer., *J. Petrol.*, **37**, 6, 1579-1600.
- VIRLOGEUX, D., ROUX, J. & GUILLEMOT, D. (1999).- Apport de la géophysique à la connaissance du massif de Charroux-Civray et du socle poitevin. In :Etudes du massif de Charroux-Civray, Journées scientifiques CNRS/ANDRA, Poitiers, 13 et 14 octobre 1997 ; EDP sciences, Les Ulis, 33-62.
- WHITE, A.J.R. (1990). - Text accompanying "A workshop on crustal protoliths of granites." University of St. Andrews, St Andrews, 45p.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. (1977). - Ultrametamorphism and granitoid genesis, *Tectonophysics*, **43**, 7-22.
- WILLIAMS, M.L., JERCINOVIC, M.J. & TERRY, M.P. (1999). - Age mapping on the electron microprobe:deconvoluting multistage tectonic histories. *Geology*, **27**, 1023-1026.
- WILLIAMSON, B.J, DOWNES, H. & THIRLWALL, M.F. (1992).- The relationship between crustal magmatic underplating and granite genesis; an example from the Velay granite complex, Massif Central, France, Special Paper - *Geol. Soc. of Am.*, v..**272**, 235-245.
- WILLIAMSON, B.J., SHAW, A., DOWNES, H. & THIRLWALL, M.F. (1996). - Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massif Central, France, *Chemical Geology*, **127**, 25-42.

ANNEXES

ANNEXE 1

TABLEAU 1								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
246 Pop. Ms J= 0,01401								
1	13,75	0,429	0,0634	0,018	5,5	87,2	317,77	1,08
2	13,54	0,042	0,0728	0,012	24,1	98,6	313,47	0,55
3	13,48	0,011	0,0738	0,012	46,4	99,5	312,07	0,52
4	13,53	0,013	0,0735	0,012	63,8	99,5	313,19	0,22
5	13,57	0,011	0,0733	0,012	73,6	99,5	313,95	0,38
6	13,62	0,004	0,0732	0,012	82,6	99,7	315,10	0,44
7	13,63	0,000	0,0732	0,012	93,5	99,9	315,33	0,35
8	13,67	0,000	0,0730	0,011	100,0	99,9	316,19	0,42
246 Mon. Bt J=0,012713								
1	31,157	0,041	0,0317	0,049	0,5	98,8	602,01	127,38
2	15,679	0,225	0,0595	0,001	11,3	93,4	327,94	7,31
3	15,619	0,178	0,0606	0,000	50,4	94,8	326,78	14,08
4	15,498	0,165	0,0613	0,000	70,1	95,2	324,47	5,80
5	15,793	0,164	0,0602	0,001	83,8	95,2	330,10	9,87
6	15,908	0,165	0,0597	0,000	94,9	95,2	332,30	7,22
7	16,647	0,154	0,0573	0,000	97,6	95,5	346,36	27,56
8	17,718	0,025	0,0560	0,014	99,1	99,3	366,50	50,87
9	17,758	0,046	0,0555	0,001	100	98,7	367,25	93,91
232 Pop. Ms J= 0,01401								
1	32,46	0,771	0,0238	0,060	0,3	77,2	676,32	375,00
2	12,64	1,573	0,0423	0,000	0,4	53,4	294,18	19,68
3	9,57	1,336	0,0632	0,061	0,6	60,4	226,94	9,24
4	12,35	0,736	0,0633	0,039	0,9	78,2	287,99	6,16
5	13,77	0,667	0,0582	0,035	1,3	80,2	318,30	5,16
6	14,09	0,578	0,0588	0,028	2,0	82,8	325,12	2,79
7	13,87	0,569	0,0599	0,009	2,9	83,1	320,31	3,09
8	14,04	0,045	0,0702	0,013	93,6	98,5	323,96	0,45
9	14,07	0,052	0,0699	0,011	99,6	98,3	324,69	0,54
10	13,1	0,697	0,0605	0,000	100,0	79,3	304,07	5,07
232 Spot Ms J=0,012713								
1	15,808	0,063	0,0620	0,000	11,7	94,8	330,39	5,21
2	16,161	0,005	0,0617	0,000	16,7	85,9	337,12	14,12
3	15,535	0,075	0,0629	0,003	30,4	96,5	325,17	3,52
4	15,377	0,133	0,0624	0,047	33,1	82,6	322,14	17,45
5	15,477	0,026	0,0639	0,000	87,1	98,3	324,07	1,69
6	15,54	0,002	0,0643	0,003	100	95,8	325,26	4,23
232 S. polie J=0,012713								
1	14,662	0,394	0,0602	0,004	15,6	88,3	308,37	1,66
2	14,101	0,806	0,0540	0,004	21,7	76,2	297,50	4,04
3	14,942	0,198	0,0630	0,000	30,5	94,1	313,78	3,37
4	15,841	0,002	0,0630	0,000	35,4	99,9	331,02	4,80
5	15,278	0,001	0,0653	0,001	43	100,0	320,24	5,59
6	16,192	0,034	0,0611	0,006	46,1	99,0	337,72	6,76
7	14,748	0,232	0,0631	0,000	73,9	93,1	310,03	1,29
8	14,907	0,190	0,0633	0,000	92,2	94,4	313,11	1,57
9	15,278	0,118	0,0631	0,007	100	96,5	320,25	3,19
2	15,736	0,930	0,0460	0,018	2,4	72,6	329,02	13,14
3	15,174	0,262	0,0607	0,017	13,5	92,3	318,24	2,28
4	15,216	0,065	0,0644	0,020	24,5	98,1	319,05	2,28
5	15,223	0,010	0,0653	0,019	31,5	99,7	319,19	4,22
6	15,378	0,011	0,0648	0,021	38,1	99,7	322,16	4,14
7	15,302	0,014	0,0650	0,020	51,8	99,6	320,71	2,19
8	15,475	0,002	0,0644	0,021	58,9	100,0	324,02	4,57
9	15,479	0,001	0,0644	0,019	67,3	100,0	324,11	3,26
10	15,578	0,010	0,0639	0,021	75,8	99,7	325,99	3,54
11	15,849	0,035	0,0624	0,009	92,7	99,0	331,17	2,35
12	15,191	0,073	0,0643	0,015	94,6	97,9	318,58	21,07
13	15,406	0,010	0,0646	0,017	99,9	99,7	322,70	8,20
7	13,48	0,061	0,0727	0,055	63,8	98,1	312,08	0,59
8	13,5	0,036	0,0732	0,056	69,1	98,8	312,41	0,51
9	13,5	0,018	0,0736	0,056	80,1	99,3	312,41	0,44
10	13,55	0,013	0,0734	0,056	96,3	99,5	313,52	0,45
11	13,53	0,022	0,0734	0,057	100,0	99,2	313,09	0,38

TABLEAU 2								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
524 S. polie J=0,014019								
1	13,379	0,097	0,0730	0,000	15,9	97,1	310,11	1,72
2	13,612	0,094	0,0710	0,000	56,5	97,2	315,07	1,56
3	13,086	0,221	0,0710	0,000	67,2	93,5	303,86	6,79
4	13,762	0,117	0,0700	0,000	79,1	96,5	318,26	2,60
5	13,558	0,168	0,0700	0,000	86,4	95,1	313,93	4,17
6	13,592	0,188	0,0690	0,000	100,0	94,5	314,65	2,48
3 S. polie J=0,012713								
1	15,323	0,060	0,0639	0,000	4,4	98,2	321,11	3,06
2	14,781	0,329	0,0610	0,001	10,6	90,3	310,68	2,87
3	15,358	0,031	0,0644	0,000	19	99,1	321,78	1,29
4	15,523	0,059	0,0632	0,000	30	98,2	324,95	1,39
5	14,794	0,142	0,0647	0,003	39,3	95,8	310,93	2,47
6	14,567	0,121	0,0661	0,000	48,7	96,4	306,54	1,61
7	14,632	0,152	0,0652	0,000	61,4	95,5	307,80	0,76
8	14,695	0,556	0,0568	0,007	92,2	83,6	309,01	1,00
9	15,041	0,035	0,0657	0,000	100	99,0	315,68	3,16
6 Pop. Ms J= 0,01401								
1	14,26	0,605	0,0575	0,019	5,4	82,0	328,55	0,96
2	14	0,060	0,0701	0,014	9,8	98,1	323,13	0,80
3	13,91	0,030	0,0711	0,013	17,9	99,0	321,26	0,39
4	13,93	0,014	0,0714	0,013	41,7	99,5	321,63	0,44
5	13,96	0,008	0,0713	0,013	62,1	99,6	322,35	0,40
6	14	0,009	0,0711	0,013	77,3	99,6	323,16	0,49
7	14	0,012	0,0711	0,013	85,2	99,5	323,02	0,43
8	14,05	0,009	0,0709	0,013	89,4	99,6	324,26	0,63
9	14,19	0,004	0,0703	0,011	93,4	99,8	327,13	0,50
10	14,05	0,000	0,0711	0,012	96,3	99,9	324,23	0,62
11	13,95	0,018	0,0712	0,014	100,0	99,3	321,96	0,66
6 Pop. Bt J= 0,01401								
1	13,13	0,675	0,0609	0,035	7,4	20,1	304,68	0,94
2	13,72	0,110	0,0704	0,033	28,3	3,4	317,12	0,47
3	13,87	0,033	0,0713	0,032	61,1	1,1	320,28	0,42
4	13,95	0,029	0,0710	0,032	80,1	1,0	321,98	0,46
5	14,15	0,143	0,0676	0,034	83,8	4,4	326,26	0,66
6	14,43	0,323	0,0626	0,034	86,6	9,7	332,20	1,02
7	14,69	0,397	0,0600	0,035	89,3	11,9	337,59	1,22
8	14,72	0,295	0,0619	0,034	94,0	8,8	338,23	0,75
9	14,56	0,146	0,0656	0,030	99,0	4,4	334,86	0,64
10	14,4	0,059	0,0681	0,032	100,0	1,8	331,59	0,81
6 Mon. Bt J=0,012713								
1	49,119	1,575	0,0108	0,046	1	53,5	875,32	22,42
2	15,736	0,930	0,0460	0,018	2,4	72,6	329,02	13,14
3	15,174	0,262	0,0607	0,017	13,5	92,3	318,24	2,28
4	15,216	0,065	0,0644	0,020	24,5	98,1	319,05	2,28
5	15,223	0,010	0,0653	0,019	31,5	99,7	319,19	4,22
6	15,378	0,011	0,0648	0,021	38,1	99,7	322,16	4,14
7	15,302	0,014	0,0650	0,020	51,8	99,6	320,71	2,19
8	15,475	0,002	0,0644	0,021	58,9	100,0	324,02	4,57
9	15,479	0,001	0,0644	0,019	67,3	100,0	324,11	3,26
10	15,578	0,010	0,0639	0,021	75,8	99,7	325,99	3,54
11	15,849	0,035	0,0624	0,009	92,7	99,0	331,17	2,35
12	15,191	0,073	0,0643	0,015	94,6	97,9	318,58	21,07
13	15,406	0,010	0,0646	0,017	99,9	99,7	322,70	8,20
265 S. polie J=0,012713								
1	14,775	0,187	0,0639	0,005	16,1	94,5	310,55	3,14
2	14,707	0,794	0,0520	0,005	27,1	96,2	309,24	5,35
3	15,506	0,070	0,0631	0,000	41,4	97,9	324,61	3,09
4	15,263	0,153	0,0625	0,001	70,2	95,5	319,96	2,50
5	15,06	0,130	0,0638	0,014	87,8	96,2	316,05	4,91
6	14,984	0,129	0,0641	0,000	99,9	96,2	314,59	7,20
7	14,627	0,225	0,0638	0,001	24,3	93,3	307,70	5,17
8	15,269	0,267	0,0603	0,003	100	92,1	320,08	2,52

TABLEAU 3								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
95 S. polie								
			J=0,012713					
2	15,716	0,670	0,0510	0,016	2	80,2	328,63	11,87
3	15,624	0,610	0,0524	0,004	7,1	82,0	326,88	5,21
4	14,96	0,588	0,0552	0,010	11,4	82,6	314,13	5,08
5	15,854	0,289	0,0576	0,014	18,4	91,5	331,27	4,60
6	14,501	0,616	0,0563	0,010	25,8	81,8	305,26	4,25
7	15,767	0,272	0,0583	0,008	37,9	92,0	329,61	1,87
8	16,833	0,240	0,0551	0,008	46,2	92,9	349,87	2,02
9	17,16	0,215	0,0545	0,006	55,9	93,6	356,04	2,26
10	16,538	0,027	0,0599	0,004	68,8	99,2	344,29	1,18
11	17,764	0,027	0,0558	0,006	96,1	99,2	367,38	2,01
12	17,258	0,086	0,0564	0,008	100	97,5	357,88	2,41
			J=0,012713					
13	15,782	0,131	0,0609		100		329,89	2,25
241 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	13,41	0,058	0,0732	0,018	73,4	98,2	310,51	0,78
2	13,77	0,043	0,0716	0,018	81,3	98,6	318,23	0,53
3	13,9	0,047	0,0709	0,019	88,5	98,5	320,92	0,44
4	13,65	0,033	0,0724	0,019	95,1	98,9	315,74	0,69
5	13,54	0,022	0,0733	0,019	98,8	99,2	313,27	0,49
6	13,36	0,054	0,0736	0,020	100,0	98,3	309,45	0,73
241 Mon. Bt								
			J=0,012713					
1	15,084	0,067	0,0650	0,006	4,7	99,7	316,50	4,23
2	15,018	0,040	0,0657	0,007	14,7	98,9	315,24	3,34
3	14,703	0,067	0,0666	0,011	26,2	98,1	309,16	2,36
4	15,239	0,126	0,0631	0,007	34,0	96,3	319,50	8,22
5	14,94	0,043	0,0660	0,007	45,1	98,8	313,73	2,17
6	14,868	0,067	0,0659	0,005	58,3	98,1	312,36	3,20
7	14,628	0,072	0,0669	0,007	72,7	97,9	307,71	4,10
8	14,805	0,043	0,0666	0,006	88,9	98,8	311,14	3,04
9	14,978	0,066	0,0653	0,007	100,0	98,1	314,47	5,76
40 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	13,54	0,115	0,0713	0,018	64,6	96,5	313,27	0,51
2	14,27	0,046	0,0691	0,018	80,9	98,5	328,72	0,66
3	14,31	0,038	0,0690	0,017	96,0	98,8	329,67	7,49
4	13,8	0,027	0,0718	0,016	99,6	99,1	318,96	0,83
5	12,95	0,580	0,0639	0,000	100,0	82,7	300,77	4,58
40 Mon. Bt								
			J=0,012713					
1	114,734	0,064	0,0085	0,062	0	98,1	1622,99	136,21
2	0,991	3,246	0,0411	0,096	0,6	4,1	22,60	53,39
3	5,738	1,926	0,0750	0,002	2,2	43,1	127,04	19,90
4	14,485	0,126	0,0664	0,016	4	96,3	304,95	16,90
5	14,77	0,109	0,0655	0,028	11,3	96,8	310,45	5,21
6	14,797	0,038	0,0668	0,033	20,5	98,9	310,99	3,59
7	15,058	0,043	0,0655	0,019	52,4	98,8	316,01	1,61
8	15,149	0,115	0,0637	0,026	61,2	96,6	317,77	5,22
9	15,393	0,036	0,0642	0,024	70,1	99,0	322,45	1,81
10	14,923	0,166	0,0637	0,018	82,5	95,1	313,42	2,81
11	15,145	0,214	0,0618	0,025	88,2	93,7	317,68	4,98
12	15,228	0,087	0,0639	0,084	92,5	97,5	319,28	4,28
13	15,33	0,166	0,0620	0,015	99,9	95,1	321,23	4,91
347 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	14,63	0,084	0,0666	0,015	58,1	97,4	336,29	0,59
2	15,1	0,017	0,0658	0,014	69,8	99,4	346,22	0,42
3	15,24	0,039	0,0648	0,015	79,6	98,7	349,07	0,44
4	15,06	0,029	0,0658	0,015	89,5	99,0	345,36	0,48
5	14,88	0,026	0,0666	0,015	97,0	99,1	341,62	0,63
6	14,61	0,039	0,0675	0,017	100,0	98,7	336,05	0,73

TABLEAU 4								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
347 Mon. Bt J=0,012713								
1	5,829	20,624	0,0384	0,000	0	22,4	128,98	394,54
2	13,735	0,846	0,0545	0,000	0,1	75,0	290,36	71,80
3	16,263	0,059	0,0604	0,000	2,2	98,3	339,07	6,10
4	17,925	0,063	0,0547	0,000	4	98,1	370,37	26,75
5	15,516	0,248	0,0597	0,003	13,9	92,7	324,81	2,58
6	16,402	0,066	0,0597	0,030	20,1	98,1	341,71	3,55
7	16,854	0,073	0,0580	0,000	23,8	97,8	350,27	5,55
8	16,273	0,012	0,0612	0,109	28,7	99,6	339,26	7,08
9	16,07	0,058	0,0611	0,022	44,5	98,3	335,40	1,89
10	16,084	0,090	0,0605	0,008	53,9	97,3	335,65	2,49
11	16,654	0,005	0,0599	0,000	83	99,8	346,48	1,94
12	16,436	0,066	0,0596	0,037	88,9	98,0	342,35	5,51
13	16,977	0,025	0,0584	0,021	96,5	99,2	352,58	5,43
14	16,295	0,123	0,0591	0,077	100	96,3	339,67	10,85
356 Pop. Bt J= 0,01401								
1	13,08	0,316	0,0692	0,022	9,7	90,5	303,61	0,67
2	13,39	0,061	0,0732	0,020	34,6	98,1	310,15	0,49
3	13,56	0,040	0,0728	0,020	72,7	98,7	313,81	0,46
4	13,64	0,028	0,0726	0,019	86,3	99,0	315,39	0,54
5	14,15	0,120	0,0681	0,016	88,6	96,3	326,32	1,13
6	14,32	0,209	0,0654	0,014	90,6	93,7	329,82	1,64
7	14,73	0,224	0,0633	0,017	92,4	93,3	338,38	1,75
8	14,05	0,129	0,0684	0,019	97,1	96,1	324,26	1,00
9	14,17	0,116	0,0681	0,015	99,3	96,4	326,71	1,35
10	15,02	0,205	0,0625	0,000	100,0	93,9	344,46	3,08
356 Pop. Ms J= 0,01401								
1	13,38	0,616	0,0610	0,023	2,2	81,7	309,96	1,36
2	13,41	0,023	0,0740	0,013	19,6	99,2	310,59	0,50
3	13,39	0,006	0,0744	0,012	46,2	99,7	310,14	0,27
4	14,45	0,008	0,0689	0,013	65,8	99,6	332,66	17,60
5	13,47	0,012	0,0738	0,012	76,7	99,5	311,94	0,43
6	13,49	0,008	0,0738	0,013	82,9	99,6	312,32	0,61
7	13,58	0,000	0,0735	0,012	86,1	99,9	314,31	0,71
8	13,63	0,000	0,0732	0,011	88,9	99,9	315,38	0,91
9	13,62	0,000	0,0733	0,011	93,8	99,9	315,11	0,54
10	13,65	0,000	0,0732	0,011	100,0	99,9	315,67	0,52
356 Mon. Bt J=0,012713								
1	11,4	2,483	0,0233	0,013	2,3	26,7	244,19	66,93
2	14,3	0,195	0,0657	0,004	47,9	94,3	301,36	3,29
3	14,898	0,098	0,0651	0,007	84,3	97,1	312,94	6,72
4	15,066	0,063	0,0651	0,010	89,8	98,2	316,18	27,80
5	10,43	1,053	0,0660	0,010	94,2	68,9	224,65	25,22
6	10,371	0,598	0,0793	0,016	96,2	82,4	223,46	6,37
7	2,231	2,885	0,0660	0,016	97,5	14,8	50,46	2510,71
8	-6,751	5,057	0,0732	0,010	99,9	0,0	-161,87	952,86
356 Spot Ms J=0,012713								
1	15,585	0,540	0,0539	0,016	2	84,1	326,13	13,62
2	14,383	0,152	0,0663	0,000	11,1	95,5	302,97	2,91
3	14,546	0,084	0,0670	0,000	21,7	97,5	306,14	2,97
4	14,581	0,090	0,0666	0,000	74,8	97,4	306,81	6,11
5	14,422	0,049	0,0683	0,000	91,4	98,6	303,72	3,56
6	14,792	0,065	0,0660	0,026	100	98,1	310,87	5,30
356 Spot Bt J=0,012713								
1	14,647	1,148	0,0450	0,020	11,9	66,1	308,09	3,57
2	15,23	0,593	0,0541	0,013	22,1	82,5	319,32	4,30
3	13,419	0,482	0,0638	0,011	34,7	85,8	284,18	6,36
4	14,951	0,072	0,0653	0,012	47,5	97,9	313,95	2,52
5	14,577	0,191	0,0647	0,007	53,9	94,4	306,73	3,69
6	15,97	0,050	0,0616	0,024	63,6	98,6	333,48	4,87
7	16,611	0,123	0,0580	0,021	68,5	96,4	345,67	9,81
8	15,037	0,009	0,0663	0,012	77,4	99,8	315,61	3,37
9	14,643	0,088	0,0664	0,007	85,5	97,4	308,01	4,97
10	15,328	0,074	0,0638	0,009	100	97,9	321,20	2,16

TABLEAU 5								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
404 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	10,5	1,102	0,0641	0,055	0,6	67,3	247,57	1,13
2	13,5	0,577	0,0613	0,058	1,5	82,8	312,53	0,87
3	13,61	0,324	0,0664	0,057	3,6	90,3	314,78	0,61
4	13,67	0,184	0,0690	0,057	7,2	94,4	316,22	0,53
5	13,78	0,094	0,0705	0,056	12,5	97,1	318,36	0,66
6	13,77	0,047	0,0715	0,056	20,2	98,5	318,30	0,69
7	13,39	0,020	0,0741	0,054	36,2	99,3	310,26	0,54
8	13,39	0,016	0,0742	0,054	51,8	99,4	310,24	0,70
9	13,93	0,015	0,0714	0,056	58,1	99,4	321,59	0,44
10	14,2	0,026	0,0698	0,056	60,6	99,1	327,29	0,46
11	14,23	0,029	0,0696	0,056	62,8	99,0	327,86	0,48
12	14,15	0,028	0,0700	0,055	66,4	99,0	326,22	0,57
13	14,1	0,024	0,0703	0,055	74,8	99,2	325,14	0,35
14	13,46	0,013	0,0739	0,053	100,0	99,5	311,63	0,33
404 S. polie								
			J= 0,01401					
1 Paléosome	13,727	0,041	0,0720	0,025	2,8	98,8	317,52	5,84
2 Paléosome	13,711	0,032	0,0720	0,023	9,9	99,1	317,17	2,28
3 Leucosome	13,298	0,043	0,0740	0,036	87,8	98,7	308,38	0,81
4 Paléosome	13,575	0,047	0,0730	0,021	92,1	98,6	314,29	3,74
5 Paléosome	13,536	0,020	0,0730	0,022	100,0	99,4	313,50	1,14
MVG3 Pop. Ms								
			J= 0,01401					
1	1,35	3,187	0,0431	0,277	0,2	5,8	33,69	40,23
2	11,25	0,376	0,0790	0,083	0,6	88,8	264,02	7,85
3	-4	5,103	0,1265	0,201	0,7	-50,6	0,00	0,00
4	-0,6	3,540	0,0728	0,198	0,8	-4,4	0,00	0,00
5	3,98	1,820	0,1169	0,238	0,9	46,5	97,82	20,09
6	12,96	0,842	0,0580	0,088	1,2	75,1	301,06	15,14
7	14,52	0,205	0,0647	0,063	1,7	93,9	333,99	5,85
8	14,3	0,593	0,0576	0,039	2,9	82,4	329,52	6,45
9	13,87	1,053	0,0496	0,050	4,0	68,8	320,42	6,68
10	14,15	0,428	0,0616	0,018	5,0	87,2	326,37	6,28
11	14,31	0,148	0,0667	0,010	6,1	95,5	329,67	3,72
12	15,24	0,000	0,0655	0,013	7,1	99,9	349,08	2,80
13	14,06	0,255	0,0657	0,018	11,7	92,3	324,30	1,60
14	13,99	0,011	0,0711	0,013	100,0	99,5	323,00	0,52
MVG3 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	10,97	1,939	0,0389	0,053	4,6	42,6	257,91	1,06
2	13,81	0,520	0,0612	0,041	10,0	84,5	319,03	0,62
3	14,22	0,160	0,0669	0,041	17,9	95,1	327,68	0,49
4	14,36	0,080	0,0679	0,041	28,0	97,5	330,67	0,51
5	14,43	0,056	0,0681	0,041	40,4	98,2	332,18	0,51
6	14,45	0,040	0,0683	0,041	56,7	98,7	332,52	0,46
7	14,56	0,061	0,0674	0,039	64,6	98,1	334,85	0,38
8	14,74	0,270	0,0624	0,039	69,1	91,9	338,62	0,59
9	15,12	0,404	0,0582	0,035	72,4	87,9	346,64	1,00
10	15,13	0,394	0,0583	0,037	76,1	88,3	346,93	0,92
11	15,5	0,323	0,0583	0,039	81,6	90,4	354,57	0,59
12	15,68	0,168	0,0605	0,042	89,0	94,9	358,29	0,64
13	15,03	0,074	0,0650	0,040	97,7	97,7	344,70	0,45
14	14,71	0,048	0,0669	0,037	99,4	98,5	338,09	0,75
15	14,23	0,033	0,0695	0,006	100,0	98,9	327,90	1,41
MVG4 Pop. Bt								
			J= 0,01401					
1	11,6	1,039	0,0597	0,052	2,2	69,2	271,66	3,10
2	13,18	0,331	0,0684	0,047	5,6	90,1	305,62	1,56
3	13,79	0,183	0,0685	0,048	11,1	94,5	318,64	1,38
4	13,94	0,105	0,0694	0,046	19,6	96,8	321,86	0,70
5	14,02	0,103	0,0691	0,047	32,2	96,8	323,46	0,63
6	14,1	0,098	0,0688	0,046	45,4	97,0	325,26	0,53
7	14,16	0,026	0,0700	0,044	56,0	99,1	326,56	0,52
8	15,61	0,020	0,0636	0,042	61,9	99,3	356,84	59,22
9	14,91	0,002	0,0669	0,038	65,1	99,8	342,20	1,23
10	15,35	0,019	0,0647	0,036	67,1	99,3	351,33	1,12
11	15,35	0,053	0,0640	0,037	69,6	98,3	351,43	1,56
12	14,96	0,055	0,0657	0,040	74,3	98,2	343,33	1,11
13	14,33	0,056	0,0685	0,044	86,7	98,2	330,09	0,64

TABLEAU 6								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
522 S. polie			J=0,014019					
1	13,244	0,300	0,0690	0,017	18,4	91,1	307,24	9,62
2	18,418	0,136	0,0520	0,046	35,6	96,0	414,36	10,38
3	15,199	0,177	0,0620	0,035	51,1	94,8	348,47	18,94
4	14,567	0,152	0,0660	0,048	64,2	95,5	335,25	15,99
5	18,07	0,126	0,0530	0,121	74,5	96,3	407,35	10,94
6	13,183	0,131	0,0730	0,041	89,8	96,1	305,95	12,89
7	14,913	0,182	0,0630	0,033	100,0	94,6	342,51	20,58
334 Pop. Ms			J= 0,01401					
1	14,11	0,577	0,0587	0,018	4,2	82,9	325,49	0,69
2	14,24	0,117	0,0677	0,013	6,7	96,4	328,15	0,68
3	14,09	0,080	0,0692	0,013	11,1	97,5	325,04	0,77
4	14,07	0,035	0,0703	0,012	23,4	98,8	324,52	0,72
5	14,09	0,080	0,0692	0,013	27,8	97,5	325,04	0,77
6	14,07	0,035	0,0703	0,012	40,0	98,8	324,52	0,72
7	14,08	0,018	0,0705	0,012	56,9	99,3	324,79	0,42
8	14,11	0,014	0,0705	0,012	68,4	99,5	325,37	0,40
9	14,17	0,012	0,0702	0,012	77,5	99,5	326,62	0,32
10	14,22	0,008	0,0700	0,012	85,4	99,6	327,83	0,32
11	14,22	0,003	0,0702	0,012	92,0	99,8	327,68	0,45
12	14,27	0,003	0,0699	0,012	100,0	99,8	328,73	0,51
334 Pop. Bt			J= 0,01401					
1	11,96	1,108	0,0561	0,025	9,1	67,2	279,53	0,87
2	13,63	0,235	0,0682	0,022	19,8	92,9	315,26	0,58
3	13,7	0,075	0,0713	0,021	35,5	97,6	316,80	0,50
4	13,78	0,039	0,0716	0,021	52,6	98,7	318,49	0,62
5	13,84	0,038	0,0713	0,021	65,3	98,7	319,76	0,49
6	13,94	0,077	0,0700	0,021	74,6	97,6	321,80	0,54
7	14,22	0,219	0,0657	0,021	77,7	93,4	327,85	0,85
8	14,55	0,330	0,0619	0,022	79,9	90,1	334,67	0,75
9	14,75	0,371	0,0603	0,021	82,9	88,9	338,98	0,95
10	15,26	0,254	0,0605	0,022	89,4	92,4	349,55	0,62
11	14,77	0,126	0,0651	0,021	96,9	96,2	339,38	0,42
12	14,57	0,089	0,0667	0,020	99,4	97,3	335,21	0,62
13	14,78	0,042	0,0668	0,013	100,0	98,8	339,49	2,02
334 Spot Bt			J=0,012713					
1	13,809	2,691	0,0148	0,006	6,7	20,5	291,82	10,21
2	16,803	1,185	0,0385	0,010	12,5	65,0	349,30	6,24
3	16,197	1,263	0,0385	0,007	20,1	62,7	337,81	5,20
4	14,601	0,709	0,0541	0,007	32,3	79,1	307,20	2,29
5	14,589	0,882	0,0506	0,007	45	74,0	306,97	3,16
6	16,609	0,458	0,0520	0,009	64,1	86,5	345,62	3,63
7	13,524	0,835	0,0556	0,007	78,4	75,4	286,25	3,17
8	15,903	0,560	0,0524	0,009	87,9	83,5	332,20	4,92
9	16,529	0,076	0,0591	0,008	100	97,8	344,11	2,97
284e S. polie			J=0,012713					
1	13,888	0,148	0,0688	0,006	11,3	95,7	293,35	2,32
2	15,08	0,207	0,0622	0,000	13,7	93,9	316,45	5,03
3	15,988	0,069	0,0612	0,000	15,3	98,0	333,83	6,77
4	16,074	0,134	0,0597	0,026	18,1	96,1	335,48	10,28
5	16,178	0,129	0,0594	0,025	50,1	96,2	337,45	1,49
6	16,435	0,130	0,0584	0,022	93	96,2	342,33	4,44
7	14,861	0,131	0,0646	0,001	99,9	96,2	312,22	2,37
284c S. polie			J=0,012713					
1	16,311	0,137	0,0588	0,001	5,2	96,0	339,97	10,09
2	15,084	0,188	0,0626	0,000	21,4	94,5	316,51	1,67
3	15,493	0,078	0,0630	0,000	48,9	97,7	324,38	2,03
4	15,263	0,137	0,0628	0,000	67	96,0	319,95	1,88
5	14,967	0,137	0,0639	0,001	72,7	96,0	314,26	5,55
6	15,064	0,151	0,0634	0,000	89,3	95,6	316,13	2,12
7	15,74	0,133	0,0610	0,000	99,9	96,1	329,09	5,95

TABLEAU 7								
N°	40Ar*/39Ar	36Ar/40Ar*(100)	39Ar/40Ar	38Ar/39Ar	% 39Ar	% 40*	Age (Ma)	+ - 1s,d.
331 Mon. Bt J=0,012713								
1	22,292	0,117	0,0433	0,028	1,2	96,5	450,15	57,67
2	16,922	0,006	0,0589	0,000	30,7	99,8	351,54	2,98
3	16,644	0,022	0,0596	0,000	50,5	99,3	346,29	4,24
4	16,29	0,102	0,0595	0,000	62,3	97,0	339,58	8,25
5	16,756	0,008	0,0595	0,000	71,5	99,7	348,41	8,57
6	16,841	0,002	0,0593	0,001	86	99,9	350,01	5,44
7	17,056	0,007	0,0584	0,000	91,1	99,8	354,07	14,84
8	17,073	0,028	0,0580	0,008	95,3	99,2	354,39	15,59
9	16,318	0,021	0,0608	0,000	97,2	99,4	340,12	40,02
10	15,14	0,280	0,0605	0,000	99,9	91,7	317,59	28,08
300 Pop. Bt J=0,01401								
1	13,36	0,536	0,0629	0,051	2,8	84,0	309,54	1,00
2	13,41	0,155	0,0710	0,056	11,4	95,3	310,66	0,66
3	13,55	0,054	0,0725	0,057	28,0	98,3	313,52	0,40
4	13,54	0,020	0,0733	0,056	49,2	99,3	313,35	0,40
5	13,51	0,020	0,0735	0,056	58,8	99,3	312,79	5,16
6	13,48	0,055	0,0728	0,056	61,5	98,2	312,17	0,58
7	13,48	0,061	0,0727	0,055	63,8	98,1	312,08	0,59
8	13,5	0,036	0,0732	0,056	69,1	98,8	312,41	0,51
9	13,5	0,018	0,0736	0,056	80,1	99,3	312,41	0,44
10	13,55	0,013	0,0734	0,056	96,3	99,5	313,52	0,45
11	13,53	0,022	0,0734	0,057	100,0	99,2	313,09	0,38
300 Mon. Bt J=0,012713								
1	17,386	0,108	0,0556	0,042	14,8	96,8	360,28	2,71
2	15,018	0,125	0,0641	0,028	31,9	96,3	315,24	2,67
3	15,014	0,079	0,0650	0,030	54,5	97,7	315,17	2,99
4	14,706	0,084	0,0663	0,046	65,9	97,6	309,23	4,79
5	14,564	0,180	0,0650	0,029	80,7	94,7	306,48	2,37
6	14,882	0,098	0,0652	0,036	100	97,1	312,62	2,38
317 Mon. Bt J=0,012713								
1	14,711	3,257	0,0025	0,242	0	3,8	309,33	5,00
2	10,225	1,534	0,0534	0,012	2,3	54,7	220,50	16,07
3	14,969	0,115	0,0644	0,014	23,8	96,7	314,31	1,79
4	14,574	0,152	0,0655	0,014	36,4	95,5	306,67	5,00
5	14,48	0,158	0,0657	0,012	49,8	95,4	304,86	1,63
6	14,501	0,168	0,0655	0,015	61,2	95,1	305,25	2,85
7	14,55	0,146	0,0657	0,013	74	95,7	306,21	3,34
8	14,64	0,130	0,0656	0,014	84,7	96,2	307,95	3,53
9	14,349	0,256	0,0644	0,014	95,6	92,5	302,32	3,23
10	10,589	0,983	0,0669	0,013	97,7	71,0	227,85	23,34
11	9,665	1,263	0,0648	0,014	99,9	62,7	209,08	13,97
306 S. polie J=0,012713								
1	27,523	1,095	0,0245	0,072	10,7	67,7	541,31	2,71
2	23,691	0,006	0,0421	0,007	11,9	99,9	474,99	15,31
3	22,373	0,007	0,0446	0,006	13	99,8	451,60	16,71
4	36,817	2,033	0,0108	0,220	25,8	40,0	692,68	6,78
5	16,804	0,032	0,0589	0,004	33,9	99,1	349,31	6,20
6	23,273	0,289	0,0392	0,037	38,8	91,5	467,60	5,24
7	15,365	0,827	0,0491	0,006	42,5	75,6	321,92	6,96
8	14,884	0,401	0,0592	0,004	90,8	88,2	312,66	1,54
9	15,429	0,125	0,0624	0,001	100	96,4	323,14	2,47

N° Echantillon	Age total	Plateau	Isochrone	40Ar/36Ar	MSWD
246 Pop. Ms	308.0 + 2.8	313.0 + 2.8	315.3 + 3.0	324 + 28	0.69
246 Mon. Bt-step heating	330.5 + 4.5	327.6 + 4.3			
6 Pop. Bt	320.0 + 2.9		320.8 + 4.3	450 + 47	1.71
6 Pop. mS	317.9 + 2.9	322.2 + 3			
6 Mon Bt-step heating	329.7 + 3.4		322.8 + 3.5	299 + 37	2.17
40 Mon. Bt.-step heating	313.2 + 3.3		316.3 + 3.5	347 + 93	2.1
347 Pop. Bt.	334.3 + 3.1	341.4 + 3.2			
356 Pop.Bt.	309.9 + 2.9		307.9 + 4.1	747 + 107	0.43
356 Pop. Ms	301.5 + 2.8	310.2 + 2.9	313.7 + 3.1	249 + 11	1.92
404 Pop.Bt	312.0 + 2.9		318.6 + 3.8	314 + 45	5.64
334 Pop. Bt.	318.4 + 2.9		316.7 + 6.2	556 + 103	4.6
334 Pop. Ms.	324.6 + 3	324.9 + 3	326.9 + 3.0	293 + 18	0.3
331 Mon. Bt.-step heating	348.9 + 4.2	348.5 + 4.1			
300 Pop. Bt.	309.3 + 2.9	313.1 + 2.9	313.4 + 2.9	295 + 190	0.05
317 Mon Bt.-step heating	301.7 + 3.3	305.5 + 3.3	310.7 + 3.2	187 + 76	0.21

Tableau 8 : Résultats synthétiques 40Ar/39Ar sur monograin et population

Ech.	Lithologie	Assemblages	Localisation	C.L.II-X
246	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de St Michel-de-Veisse -Pontarion	560,65
232	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de St Michel-de-Veisse -St Michel-de-Veisse	577,08
524	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de St Michel-de-Veisse -Les Conches, St Michel-de-Veisse	574,48
3	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de Felletin-La Courtine - Coq Hardi, Ouest de Felletin	584,55
6	Leucogranite non déformé	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	bordure NE massif de Millevaches -D 992 St Quentin-la-Chabanne	583,9
265	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de Felletin-La Courtine -St Quentin-la-Chabanne	585,9
95	Leucogranite ultramylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de Felletin-La Courtine-D982-Mas Laurent Sud de Felletin	586,8
241	Gneiss à bt-sil-crd	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	Faille de St Michel-de-Veisse -St Hilaire-le-Château	565,5
40	Gneiss à bt-sil-crd	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	Faille de Felletin-La Courtine -Mas d'Artige	435,6
347	Gneiss à Bt-Sil	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil, Crd	Faille de Felletin-La Courtine -Confolent-Port-Dieu	614,2
356	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille des Pradines- D142 , Sarrau	001° 56'47 1"
404	Granulite	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Sil, Crd, Grt, sp	Faille des Pradines -St Pierre-Bellevue	565,1
MVG3	Leucogranite non déformé	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Centre du massif de Millevaches -Commerly	001° 59'08 4"
MVG4	Granite à Bt porphyroïde	Kfs, Pl, Qtz, Bt	Centre du massif de Millevaches -Bugeat	001° 53'14 0"
522	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille d'Argentat - Bourganeuf	555,4
334	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de la Marche Occidentale -Moulin Réculais, St Sulpice-les-Feuilles	519
284c /284	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de la Marche Orientale -Dun-le-Paestel	548,6
331	Gneiss à Bt-Sil	Qtz, Pl, Kfs, Bt, Ms, Sil	Nord de la Marche Orientale -Marseuil	559,4
300	leucogranite	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	massif de la Brême -St Sornin Leulac	520,5
317	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de Bussières-Madeleine - LaChapelle-Templière	528
306	Leucogranite mylonitique	Kfs, Pl, Qtz, Bt, Ms	Faille de Nantiat -Rancon	511,5

Tableau 9

Analyse des micas en éléments majeurs pour les échantillons MVG3, MVG4, 356														Points	Echantillons
	Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	Cr2O3	MnO	FeO	K2O	Cl	CaO	Total			
6(perif)	35.114	47.711	0.956	0.591	0.724	0.000	0.025	1.477	11.102	0.002	0.003	97.705	ms MVG3	Traversée	
2	35.053	47.892	0.928	0.583	0.703	0.007	0.008	1.510	11.108	0.001	0.006	97.798	ms MVG3	1 Ms	
5	34.891	47.744	0.881	0.663	0.758	0.014	0.029	1.558	10.981	0.000	0.008	97.528	ms MVG3		
3	34.753	47.177	0.782	0.705	0.813	0.002	0.025	1.547	11.081	0.000	0.000	96.885	ms MVG3		
4(perif)	34.908	47.915	0.849	0.492	0.795	0.010	0.014	1.557	11.323	0.000	0.265	98.128	ms MVG3		
12(perif)	17.865	35.627	2.842	0.061	6.411	0.000	0.367	24.057	9.954	0.044	0.025	97.253	bt MVG3		
11	18.430	35.453	3.046	0.080	6.297	0.016	0.332	23.837	10.103	0.042	0.030	97.665	bt MVG3	Traversée	
7(perif)	18.450	35.086	2.990	0.077	6.502	0.022	0.357	23.731	10.276	0.050	0.000	97.541	bt MVG3	1 Bt	
8	18.363	35.787	3.219	0.064	6.245	0.000	0.362	23.439	10.264	0.036	0.000	97.780	bt MVG3		
9	18.706	35.488	3.422	0.064	6.058	0.036	0.365	23.437	10.264	0.048	0.007	97.896	bt MVG3		
10(perif)	18.941	35.667	3.109	0.097	6.183	0.000	0.374	23.330	10.319	0.040	0.000	98.060	bt MVG3		
13	35.183	47.755	0.991	0.675	0.737	0.032	0.019	1.546	11.163	0.006	0.000	98.107	ms MVG3	1 Ms	
14	18.030	35.635	3.146	0.064	6.340	0.000	0.378	24.078	10.112	0.044	0.043	97.871	bt MVG3	1Bt	
15	17.831	35.258	3.236	0.050	6.487	0.013	0.360	23.763	10.130	0.040	0.019	97.189	bt MVG3	1Bt	
16	17.680	36.503	3.256	0.098	9.718	0.017	0.274	19.235	10.609	0.049	0.001	97.440	bt-c MVG4	1Bt	
17	17.404	36.196	3.483	0.111	9.855	0.065	0.288	19.355	10.536	0.054	0.024	97.370	bt-p MVG4		
18	17.951	36.330	3.407	0.134	9.454	0.052	0.304	19.360	10.496	0.055	0.025	97.570	bt-c MVG4	1Bt	
19	17.873	36.048	3.255	0.111	9.543	0.040	0.304	19.290	10.482	0.055	0.010	97.011	bt-p MVG4		
20	17.833	36.684	3.263	0.128	9.541	0.013	0.294	19.136	10.496	0.049	0.020	97.458	bt-c MVG4	1Bt	
21	17.509	36.625	3.576	0.136	9.811	0.031	0.279	19.002	10.596	0.046	0.014	97.625	bt-c MVG4	1Bt	
22	17.816	36.332	3.618	0.074	9.736	0.024	0.267	19.139	10.649	0.038	0.003	97.695	bt-p MVG4		
23	35.034	47.334	0.712	0.725	0.655	0.000	0.016	1.470	10.972	0.008	0.002	96.926	ms356	Traversée	
24	35.443	47.949	0.800	0.629	0.711	0.012	0.023	1.519	10.965	0.000	0.018	98.068	ms356	1 Ms	
25	35.285	48.210	0.738	0.585	0.704	0.008	0.012	1.427	11.153	0.002	0.000	98.124	ms356		
26	35.571	47.586	0.614	0.583	0.679	0.012	0.001	1.490	11.259	0.003	0.000	97.799	ms356	Traversée	
27	35.581	48.025	0.573	0.682	0.690	0.030	0.022	1.493	11.095	0.000	0.020	98.210	ms356	1 Ms	
28	34.840	47.713	0.903	0.556	0.733	0.000	0.022	1.517	11.281	0.000	0.000	97.564	ms356		
29	35.243	47.803	0.673	0.501	0.736	0.020	0.018	1.548	11.345	0.000	0.001	97.888	ms356	Traversée	
30	19.781	35.607	2.709	0.085	4.967	0.001	0.364	24.096	10.130	0.008	0.000	97.749	btp356	Traversée	
31	19.694	35.360	2.772	0.100	4.892	0.000	0.371	24.172	9.997	0.007	0.000	97.365	btpc356	1 Bt	
32	19.556	35.762	2.708	0.100	5.025	0.011	0.319	24.074	9.949	0.010	0.003	97.515	btpc356		
33	19.396	35.032	2.639	0.103	5.082	0.000	0.356	23.970	10.074	0.015	0.005	96.671	btp356		
34	19.479	36.113	2.745	0.130	5.139	0.008	0.350	23.999	10.091	0.008	0.035	98.097	btp356	Traversée	
35	19.261	35.253	2.837	0.158	5.080	0.012	0.340	24.263	10.061	0.016	0.038	97.319	btpc356	1 Bt	
36	19.705	35.727	2.764	0.084	5.055	0.003	0.344	23.792	10.045	0.004	0.004	97.527	btp356		
37	35.376	48.335	0.819	0.595	0.694	0.010	0.011	1.477	11.168	0.008	0.010	98.503	msp356	1 Ms	
38	35.351	48.360	0.573	0.612	0.678	0.000	0.011	1.489	11.357	0.000	0.013	98.445	msp356		
39	35.197	48.258	0.919	0.567	0.712	0.000	0.025	1.501	11.270	0.001	0.000	98.449	msp356	1 Ms	
40	35.416	47.960	0.730	0.603	0.689	0.000	0.032	1.512	11.161	0.000	0.000	98.104	msc356		
41	35.049	48.359	0.776	0.433	0.769	0.000	0.019	1.595	11.513	0.003	0.000	98.516	msc356	1 Ms	
42	35.388	47.531	0.559	0.474	0.676	0.000	0.019	1.526	11.410	0.000	0.012	97.595	msc356		
43	19.281	35.642	2.757	0.075	5.001	0.013	0.365	24.668	10.051	0.018	0.000	97.871	btp356	1Bt	
44	19.452	35.790	2.675	0.050	5.009	0.000	0.402	24.623	10.154	0.013	0.000	98.168	btp356		

Tableau 10

ANNEXE 2

Ech. 284	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Pb %	Error Pb ppm	MPb	Th*(U) ppm	Error Th* %	Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	U/Pb	Error U/Pb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
1	354	51	5850	2.56	7920	2.00	1158	1218	12.32	150	207.497	76990	2.14	1647	23618	4.805	14.88	47.569	14.32	0.966
2	312	46	6940	2.16	6240	2.00	1149	1161	12.70	150	207.462	84980	2.04	1736	26157	5.875	14.86	52.848	14.70	0.974
3	319	53	5080	2.95	5740	2.00	1145	1049	14.31	150	207.543	73755	2.21	1632	22687	4.845	17.26	54.590	16.31	0.970
4	340	64	3740	4.01	4840	2.00	961	1641	16.41	150	207.585	60218	2.41	1448	18483	4.093	20.42	52.569	18.41	0.964
5	351	65	4860	3.09	4240	2.00	859	920	16.31	150	207.455	58778	2.29	1348	18037	5.285	19.40	48.692	18.31	0.975
6	305	55	5520	5.51	6210	2.00	1243	967	15.51	150	207.738	70964	2.44	1730	21851	2.812	21.02	64.239	17.31	0.934
7	304	42	6940	2.00	6190	2.00	1238	1275	11.76	150	207.312	94198	2.00	1884	29008	48.549	13.76	48.549	13.76	0.972
8	385	62	1330	11.28	5970	2.00	1199	1108	13.53	150	207.846	64316	2.63	1890	19884	1.200	24.81	54.108	15.53	0.760
9	311	75	2080	7.21	4360	2.00	870	1686	21.46	150	207.716	50238	2.70	1357	23206	2.979	28.69	62.286	23.46	0.844
10	335	52	3600	4.17	6320	2.00	1276	1131	13.26	150	207.676	75538	2.34	1765	23206	3.182	17.43	56.410	15.26	0.943
11	334	43	10050	2.00	6110	2.00	1223	1388	10.73	150	207.301	93840	2.00	1877	28832	7.719	12.73	43.732	12.73	0.966
12	334	43	11700	2.00	54240	2.00	1085	1365	10.98	150	207.176	92314	2.00	1846	28368	8.573	12.99	39.745	12.99	0.968
13	337	49	8730	2.00	51900	2.00	1038	1242	12.42	150	207.291	80321	2.00	1606	24672	7.230	14.42	42.983	14.42	0.975
14	332	47	8490	2.00	55260	2.00	1105	1207	12.22	150	207.330	82889	2.00	1658	25471	6.917	14.22	45.020	14.22	0.974
15	343	48	8790	2.00	176	2.00	1058	1246	12.04	150	207.296	81518	2.00	1630	25029	7.057	14.04	42.460	14.04	0.973
16	333	46	8850	2.00	177	2.00	1131	1267	11.83	150	207.322	85362	2.00	1707	26229	5.01	13.76	43.549	13.76	0.972
17	333	44	9750	2.00	195	2.00	1148	1322	11.35	150	207.286	89140	2.00	1783	27391	7.378	13.35	43.442	13.35	0.970
18	326	38	2370	6.33	10340	2.00	2069	1617	9.28	150	207.842	111149	2.30	2557	34172	1.466	15.61	63.969	11.28	0.807
19	353	42	61500	2.00	218	2.00	1230	1526	9.83	150	207.266	97092	2.00	1942	29769	7.154	11.83	40.288	11.83	0.960
20	342	47	9170	2.00	183	2.00	1069	1271	11.81	150	207.281	83294	2.00	1866	25576	7.217	13.81	42.050	13.81	0.972
21	306	43	4300	3.49	77640	2.00	1553	1251	11.99	150	207.681	91606	2.23	2040	26205	3.436	15.47	62.039	13.99	0.947
22	340	46	8960	2.00	179	2.00	1113	1285	11.67	150	207.310	84835	2.00	1697	26054	6.973	13.67	43.314	13.67	0.971
23	318	27	3710	4.04	155620	2.00	3112	2363	6.29	150	207.837	167680	2.15	3600	51561	1.557	10.34	65.299	8.29	0.802
24	359	37	15410	2.00	308	2.00	1275	1822	8.23	150	207.122	114099	2.00	2280	34963	8.457	10.23	34.982	10.23	0.944
25	362	86	1030	14.56	40890	2.00	818	716	20.94	150	207.830	44250	2.95	1307	13567	1.438	35.50	57.075	22.94	0.817
26	320	94	540	27.78	38170	2.00	763	713	26.29	150	207.892	39926	3.13	1251	12280	0.946	54.07	66.901	28.29	0.885
27	340	62	4830	3.25	46960	2.00	939	942	15.93	150	207.507	62004	2.30	1428	19041	4.906	19.18	49.870	17.63	0.972
28	321	55	1090	13.76	68260	2.00	1365	1031	14.66	150	207.881	71804	2.38	1853	22093	1.058	28.32	68.229	16.56	0.720
29	316	55	4520	3.32	5900	2.00	1120	996	15.07	150	207.574	70691	2.27	1608	21750	4.540	16.38	56.248	17.07	0.868
30	332	50	4720	3.18	6330	2.00	1267	1165	12.87	150	207.599	78690	2.23	1755	24161	4.051	15.05	54.356	14.87	0.859
31	322	56	1120	13.39	66200	2.00	1324	1004	14.94	150	207.876	68842	2.59	1812	21479	1.115	28.33	65.920	16.94	0.738
32	318	86	1040	14.42	40190	2.00	804	619	24.24	150	207.827	43571	2.96	1291	13403	1.580	38.66	64.934	28.24	0.856
33	394	95	780	19.23	37850	2.00	757	713	21.04	150	207.855	40400	3.09	1247	12366	1.094	40.27	53.089	23.04	0.735
34	303	50	4180	3.59	64850	2.00	1297	1060	14.14	150	207.641	78423	2.27	1784	24152	3.942	17.73	61.153	16.14	0.960
35	325	60	1230	12.20	60890	2.00	1214	940	15.95	150	207.857	64691	2.63	1702	19889	1.308	28.15	64.549	17.95	0.788
36	325	53	2090	7.18	67740	2.00	1355	1083	13.85	150	207.800	74538	2.47	1843	22917	1.930	21.03	62.545	15.85	0.879
37	353	85	730	20.55	42310	2.00	846	705	21.27	150	207.874	44689	2.99	1335	13711	1.035	41.82	60.003	23.27	0.716
38	381	55	1800	8.33	67550	2.00	1351	1250	12.00	150	207.822	73429	2.51	1841	22481	1.440	20.33	54.027	14.00	0.810
39	370	65	56400	2.00	1128	2.00	1128	997	15.05	150	207.852	60284	2.68	1618	18472	1.194	27.66	56.592	17.05	0.760
40	318	27	32130	2.00	643	2.00	1261	2364	6.35	150	206.764	167513	2.00	3350	51532	13.592	8.35	28.681	8.35	0.910
41	328	29	27380	2.00	548	2.00	1170	2150	6.38	150	206.803	147571	2.00	2951	45363	12.738	8.98	27.216	8.98	0.924
42	313	26	32120	2.00	642	2.00	1287	2349	6.39	150	206.774	168717	2.00	3374	51919	10.38	13.676	27.395	8.39	0.911
43	340	27	29590	2.00	592	2.00	1381	2499	6.00	150	206.845	165419	2.00	3306	50802	11.839	8.00	27.635	8.00	0.900
44	322	29	24510	2.00	490	2.00	1389	2136	7.02	150	206.939	149140	2.00	2983	45865	11.477	9.02	32.515	9.02	0.925
45	433	104	860	17.44	34230	2.00	685	718	20.88	150	207.830	37050	3.18	1177	11298	1.197	38.32	47.645	22.88	0.764
46	364	60	3170	4.73	55540	2.00	1111	1072	11.34	150	207.673	65881	2.43	1600	20196	2.958	18.73	51.830	16.00	0.938
47	336	46	1640	9.15	82650	2.00	1653	1322	11.40	150	207.859	87989	2.43	2141	27030	1.240	20.49	62.507	13.34	0.767
48	343	48	2240	6.70	80560	2.00	1811	1345	11.15	150	207.816	87855	2.39	2100	26976	1.666	17.85	59.905	13.15	0.844
49	316	38	14070	2.00	281	2.00	1246	1519	9.88	150	207.165	108400	2.00	2161	33241	9.264	11.88	41.026	11.88	0.861
50	322	44	8910	2.00	178	2.00	1214	1289	11.64	150	207.350	88684	2.00	1794	27579	6.915	13.64	47.115	13.64	0.871
51	322	44	8570	2.00	171	2.00	1230	1284	11.68	150	207.372	89368	2.00	1787	27463	6.976	13.68	47.907	13.68	0.872
52	286	47	6980	2.15	59490	2.00	1170	1034	14.50	150	207.436	81126	2.04	1656	25016	6.749	16.65	56.552	16.50	0.980
53	433	64	2570	5.84	54940	2.00	1099	1227	12.22	150	207.720	63368	2.51	1591	19322	2.581	20.94	44.765	14.22	0.891
54	487	87	1380	10.87	41090	2.00	822	998	15.04	150	207.784	45635	2.88	1316	13866	1.383	25.91	41.192	17.04	0.803
55	424	60	5940	2.53	46850	2.00	937	1256	11.94	150	207.408	66316	2.15	1429	20236	4.730	14.47	37.304	13.94	0.965
56	440	54	2630	5.70	68660	2.00	1373	1523	9.85	150	207.761	77290	2.41	1865	23555	1.726	15.55	45.072	11.85	0.848

Tableau 1

Ech. 381	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	Pb ppm	Th(U) ppm	Error Th %	Th* ppm	Error U*(Th) ppm	U* %	Error U* ppm	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
1	308	64	6310	2.38	37680	2.00	754	18.81	797	207.293	150	1241	17910	2.13	362	7.914	21.19	47.256	20.81	0.987
2	386	65	7040	2.13	35710	2.00	714	14.84	1011	207.217	150	1204	17968	2.05	369	6.963	16.97	35.321	16.84	0.981
3	381	67	6620	2.20	34890	2.00	698	15.43	972	207.221	150	1188	17501	2.08	364	7.014	17.63	35.882	17.43	0.982
4	334	67	6540	2.29	35070	2.00	700	17.92	837	207.243	150	1188	17294	2.11	365	7.815	20.22	41.825	19.92	0.986
5	413	82	4170	3.60	32070	2.00	659	88.1	861	207.410	150	1151	14239	2.47	351	4.844	21.02	38.295	19.42	0.973
6	366	77	4510	3.33	34620	2.00	696	18.63	819	207.401	150	1186	15182	2.39	363	5.571	43.010	20.53	0.979	
7	320	74	4500	3.33	35760	2.00	716	20.87	719	207.414	150	1203	15505	2.39	370	6.262	24.21	49.798	22.87	0.983
8	306	76	4470	3.36	34490	2.00	693	22.37	671	207.404	150	1180	15136	2.40	363	6.665	23.72	51.652	24.37	0.985
9	322	73	4630	3.24	36710	2.00	723	20.39	736	207.407	150	1211	15733	2.36	372	6.293	23.63	49.164	22.39	0.983
10	340	64	4570	2.00	34810	2.00	692	16.71	897	207.170	150	1185	16199	2.00	364	8.435	18.71	38.567	18.71	0.986
11	308	63	6990	2.00	34960	2.00	682	80.9	859	207.156	150	1181	16185	2.00	364	9.502	18.53	42.122	20.53	0.988
12	353	64	7710	2.00	33730	2.00	675	92.5	925	207.148	150	1177	16089	2.00	361	8.338	18.22	36.477	18.22	0.985
13	301	64	7410	2.02	34430	2.00	689	78.3	783	207.178	150	1176	16015	2.01	362	9.461	21.18	43.960	21.15	0.989
14	306	65	6730	2.23	35620	2.00	716	19.06	787	207.241	150	1204	17759	2.09	371	8.553	21.29	45.523	21.06	0.988
15	326	67	5730	2.62	35760	2.00	756	81.9	819	207.336	150	1244	17351	2.20	382	6.998	20.94	46.167	20.32	0.984
16	298	67	5330	2.81	36830	2.00	777	77.9	779	207.379	150	1263	17293	2.25	389	7.148	22.93	52.073	22.12	0.985
17	333	65	6270	2.39	37550	2.00	751	85.9	859	207.294	150	1239	17808	2.14	381	7.289	19.85	43.712	19.46	0.984
18	399	66	7180	2.09	35000	2.00	740	104.2	1042	207.198	150	1191	17880	2.04	364	8.888	16.48	33.579	16.39	0.980
19	313	64	7350	2.04	34780	2.00	696	81.7	807	207.187	150	1183	16053	2.02	364	8.993	20.39	42.557	20.35	0.988
20	382	81	3100	4.84	37330	2.00	747	80.9	747	207.564	150	1237	14528	2.61	379	3.632	23.38	46.150	20.54	0.962
21	294	79	3690	4.08	35340	2.00	707	61.9	619	207.487	150	1194	14571	2.52	368	5.945	28.31	57.095	26.23	0.963
22	383	72	5300	2.83	35640	2.00	713	90.5	905	207.343	150	1203	16210	2.27	368	5.959	19.41	39.401	18.58	0.979
23	399	65	7410	2.02	34920	2.00	696	105.2	1052	207.181	150	1187	16055	2.01	363	7.044	16.28	33.088	16.26	0.980
24	308	74	4200	3.57	37320	2.00	745	69.7	697	207.457	150	1232	15662	2.42	379	6.022	25.08	53.381	23.51	0.982
25	277	72	5460	2.00	33980	2.00	666	62.9	629	207.303	150	1152	15729	2.26	355	8.675	26.58	52.879	25.83	0.980
26	298	65	7450	2.01	33980	2.00	662	76.0	760	207.157	150	1148	17641	2.01	364	9.807	21.76	43.547	21.76	0.990
27	378	71	5710	2.63	35720	2.00	702	90.6	906	207.207	150	1193	16465	2.22	365	6.305	19.19	38.778	18.56	0.981
28	313	69	5960	2.56	35980	2.00	706	75.8	758	207.297	150	1203	16717	2.20	367	7.727	22.34	46.522	21.78	0.987
29	327	65	6790	2.21	35560	2.00	717	84.3	843	207.237	150	1205	17811	2.08	370	8.051	19.99	42.507	19.79	0.986
30	395	68	7030	2.13	32810	2.00	676	15.25	676	207.178	150	1147	17064	2.06	351	7.146	17.36	33.351	17.25	0.982
31	339	67	6870	2.18	33960	2.00	677	84.8	848	207.205	150	1166	17270	2.07	358	8.101	19.87	39.926	19.69	0.986
32	380	65	7330	2.05	34980	2.00	692	99.3	993	207.163	150	1182	17917	2.02	362	7.384	17.16	34.834	17.11	0.982
33	377	65	7230	2.00	35000	2.00	700	98.6	986	207.196	150	1190	17948	2.03	364	7.330	17.28	35.483	17.21	0.982
34	356	71	5840	2.57	34340	2.00	687	84.7	847	207.285	150	1176	16373	2.20	361	6.897	20.28	40.556	19.72	0.983
35	367	100	2290	6.55	30220	2.00	604	61.7	617	207.593	150	1094	11552	2.90	335	3.709	30.84	48.943	26.29	0.962
36	333	105	1740	8.62	29640	2.00	593	52.5	525	207.666	150	1081	10848	3.06	332	3.317	37.21	56.495	30.59	0.955
37	352	96	1800	8.33	33320	2.00	666	61.6	616	207.687	150	1155	12024	2.95	354	2.924	32.70	55.125	26.37	0.943
38	358	70	1920	7.81	48750	2.00	975	88.0	880	207.757	150	1464	16871	2.86	449	2.812	24.86	55.408	19.05	0.903
39	315	69	5980	2.51	35710	2.00	702	76.5	765	207.286	150	1190	16783	2.18	366	7.816	22.11	45.891	21.61	0.987
40	343	66	6890	2.18	34260	2.00	685	86.7	867	207.209	150	1174	17409	2.07	360	7.948	19.48	39.522	19.30	0.986
41	357	69	6210	2.42	34790	2.00	696	87.6	876	207.263	150	1185	16881	2.15	363	7.092	19.55	39.732	19.13	0.984
42	356	67	6590	2.28	35320	2.00	706	90.2	902	207.244	150	1195	17414	2.11	367	7.296	18.91	39.165	18.63	0.984
43	354	66	6760	2.22	35770	2.00	715	16.46	911	207.237	150	1204	17734	2.08	369	7.419	18.68	39.258	18.46	0.984
44	340	66	6910	2.17	34710	2.00	697	87.0	870	207.216	150	1186	17619	2.07	364	7.942	19.41	40.079	19.24	0.986
45	363	81	2790	5.38	37910	2.00	758	76.2	762	207.602	150	1247	14412	2.65	362	3.659	25.05	49.724	21.67	0.960
46	325	85	1850	8.11	38560	2.00	769	64.5	645	207.715	150	1256	13666	2.83	366	2.963	31.37	59.605	25.27	0.941
47	410	86	1700	8.82	39550	2.00	791	82.8	828	207.738	150	1282	13781	2.84	362	2.054	26.94	47.774	20.12	0.904
48	335	75	1690	8.88	45420	2.00	908	76.1	761	207.768	150	1397	15645	2.74	439	2.221	28.59	59.695	21.71	0.907
49	375	71	1500	10.00	50370	2.00	1007	82.7	827	207.805	150	1437	16927	2.74	459	1.617	26.17	54.310	18.17	0.844
50	333	70	2890	5.19	44920	2.00	885	80.6	806	207.641	150	1387	16983	2.55	428	3.584	23.79	50.000	20.60	0.856
51	332	67	4820	3.32	42020	2.00	840	17.65	840	207.474	150	1329	17432	2.34	408	5.378	17.43	50.000	19.85	0.977
52	357	65	7190	2.09	35770	2.00	703	93.4	934	207.201	150	1192	17977	2.03	366	7.700	18.15	37.666	18.06	0.984
53	356	65	7030	2.13	35670	2.00	713	93.1	931	207.218	150	1202	17971	2.05	369	7.953	18.25	38.324	18.12	0.984
54	326	60	6110	2.45	43400	2.00	688	92.0	920	207.368	150	1356	19463	2.14	417	6.645	18.77	47.197	18.31	0.982
55	362	68	5510	2.72	38160	2.00	763	90.5	905	207.356	150	1252	17210	2.23	384	6.087	19.29	42.157	18.57	0.980
56	331	65	5960	2.52	39180	2.00	784	86.4	864	207.335	150	1272	18001	2.17	391	6.898	19.88	45.343	19.36	0.983
57	330	75	4060	3.69	37300	2.00	746	74.0	746	207.470	150	1234	15524	2.44	379	5.460	23.87	50.158	22.17	0.979
58	347	83	3260	4.60	35040	2.00	701	70.7	707	207.526	150	1189	14015	2.61	365	4.609	25.81	49.535	23.20	0.973
59	376	90	3150	4.76	31800	2.00	636	70.8	708	207.503	150	1126	12889	2.67	345	4.461	26.01	45.037	23.24	0.971
60	358	77	4300	3.49	35290	2.00	706	19.05	706	207.426	150	1195	15123	2.42	366	5.460	22.54	44.811	21.05	0.978
61	307	64	6050	2.48	39490	2.00	790	81.0	810	207.332	150	1277	16179	2.16	393	7.469	21.00	48.754	20.52	0.985
62	347	64	5600	2.59	40330	2.00	807	91.8	918	207.336	150	1295	18179	2.19	398	6.320	18.93	43.944	18.34	0.980
63	334	60	6220	2.41	43100	2.00	862	94.3	943	207.357</										

Ech. 381	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	MPb	Th*(U) ppm	Error Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
77	414	97	2070	7.25	32480	2.00	650	20.64	207.643	39259	2.91	1141	11989	2.848	27.89	44.695	22.64	0.939
78	341	65	5080	2.95	48020	2.00	851	898	207.434	39259	2.91	1141	11989	2.848	27.89	44.695	22.64	0.939
79	369	71	4750	3.16	38020	2.00	760	17.02	207.416	53521	2.24	1340	18153	5.568	19.66	47.414	18.71	0.978
80	304	94	2310	6.49	31670	2.00	633	881	207.416	53521	2.24	1340	18153	5.568	19.66	47.414	18.71	0.978
81	290	58	7140	2.10	41750	2.00	835	28.26	207.608	39171	2.86	1120	12063	4.353	34.76	59.675	30.26	0.972
82	370	64	5960	2.52	40100	2.00	802	837	207.284	64911	2.04	1322	20011	8.531	20.02	49.885	19.92	0.987
83	347	60	7630	2.00	37090	2.00	742	15.44	207.340	59652	2.17	1292	18246	6.055	17.75	40.736	17.24	0.978
84	379	61	8520	2.00	35560	2.00	711	14.01	207.188	58131	2.03	1179	17819	7.677	17.95	36.513	17.88	0.984
85	359	63	7270	2.06	36280	2.00	726	15.61	207.125	63375	2.00	1268	19408	8.162	17.44	38.176	17.44	0.983
86	344	65	7050	2.13	34940	2.00	693	17.00	207.210	59897	2.03	1268	19408	8.162	17.44	38.176	17.44	0.983
87	355	68	5120	2.93	39500	2.00	790	16.96	207.401	57852	2.28	1279	17237	7.986	17.68	35.985	17.68	0.984
88	343	66	3940	3.81	45020	2.00	900	16.94	207.547	57852	2.28	1279	17237	7.986	17.68	35.985	17.68	0.984
89	328	65	3880	3.87	45000	2.00	916	17.57	207.558	58422	2.40	1389	17763	8.448	17.74	50.829	18.94	0.969
90	379	69	4150	3.61	42390	2.00	848	15.85	207.508	55943	2.39	1404	17959	4.545	21.44	53.648	19.57	0.970
91	364	65	7250	2.07	34480	2.00	690	15.88	207.188	58131	2.03	1179	17819	7.677	17.95	36.513	17.88	0.984
92	346	66	7640	2.00	32190	2.00	644	17.07	207.131	57078	2.00	1142	17522	8.696	19.07	36.638	19.07	0.986
93	352	62	8160	2.00	34220	2.00	688	15.68	207.131	61015	2.00	1220	18721	8.531	17.68	35.985	17.68	0.984
94	398	66	6780	2.21	36230	2.00	725	10.57	207.241	58405	2.08	1215	17857	6.538	16.68	34.936	16.46	0.979
95	370	62	5650	2.65	43790	2.00	876	10.28	207.403	62230	2.19	1365	19067	5.494	17.24	42.580	16.59	0.975
96	350	65	5410	2.77	41580	2.00	832	16.23	207.400	59209	2.23	1320	18170	5.852	19.00	44.976	18.23	0.978
97	374	66	3980	3.77	45940	2.00	913	15.31	207.436	58633	2.39	1402	17960	4.063	19.08	46.595	17.31	0.963
98	317	77	4170	3.60	35070	2.00	701	21.85	207.548	48624	2.45	1189	14959	6.074	25.45	51.081	23.85	0.983
99	336	72	3710	4.04	40310	2.00	806	78.10	207.330	52386	2.47	1294	16094	4.731	23.17	51.401	21.13	0.973
100	298	67	6280	2.39	35110	2.00	702	73.5	207.264	54593	2.14	1189	17097	8.540	22.79	47.747	22.40	0.988
101	372	56	6920	2.17	46920	2.00	936	11.52	207.343	64908	2.02	1264	21264	6.007	15.19	40.645	15.02	0.975
102	363	56	7340	2.04	44940	2.00	898	11.77	207.303	68983	2.02	1388	21117	6.573	15.48	40.247	15.43	0.978
103	335	60	6500	2.31	42570	2.00	857	9.50	207.333	63726	2.10	1340	19579	6.840	18.09	44.705	17.78	0.982
104	338	59	6540	2.29	43700	2.00	867	9.74	207.338	64522	2.10	1355	19849	6.716	17.70	44.488	17.40	0.981
105	360	61	6690	2.24	41830	2.00	837	10.81	207.312	63681	2.08	1327	19497	6.190	16.12	38.704	15.88	0.977
106	297	60	6590	2.28	41750	2.00	835	17.96	207.320	63139	2.09	1322	19484	7.891	20.24	49.991	19.96	0.986
107	335	62	6270	2.42	41050	2.00	821	9.15	207.327	61263	2.14	1309	18822	6.789	18.81	44.877	18.40	0.982
108	376	63	6180	2.43	39780	2.00	830	10.96	207.343	61679	2.14	1320	18890	4.585	16.91	40.058	16.48	0.977
109	369	67	5560	2.80	39770	2.00	795	9.43	207.385	57262	2.24	1285	17547	5.885	18.71	42.182	17.91	0.977
110	353	45	15260	2.00	38410	2.00	768	13.84	206.881	88148	2.00	1263	27044	11.023	12.84	27.745	12.84	0.967
111	279	63	5890	2.55	40350	2.00	812	20.27	207.356	59680	2.17	1798	18413	7.958	22.81	54.839	22.27	0.987
112	318	62	6120	2.45	41030	2.00	821	17.36	207.344	60925	2.15	1308	18741	7.081	19.81	47.473	19.36	0.984
113	315	61	6360	2.36	40970	2.00	819	38.64	207.326	61640	2.12	1307	18966	7.358	19.71	47.398	19.35	0.984
114	341	60	6330	2.37	43310	2.00	865	15.47	207.351	63843	2.12	1353	19606	6.528	17.84	44.584	17.47	0.980
115	296	57	6930	2.16	40230	2.00	866	9.68	207.314	63601	2.06	1353	20275	7.982	19.44	49.885	19.28	0.986
116	381	56	7650	2.00	43980	2.00	880	11.73	207.274	68988	2.00	1379	21114	6.523	14.79	37.499	14.79	0.976
117	341	49	12330	2.00	40320	2.00	810	12.25	207.010	80672	2.00	1473	24773	10.069	14.25	33.089	14.25	0.974
118	396	60	8000	2.00	38760	2.00	775	11.48	207.195	64922	2.00	1298	19852	397	6.968	33.759	15.06	0.977
119	377	57	6900	2.17	45300	2.00	906	13.16	207.333	67830	2.06	1396	20773	6.055	15.34	39.750	15.16	0.975
120	330	52	8650	2.00	45990	2.00	920	10.85	207.246	73809	2.00	1476	22665	7.883	15.83	42.404	15.83	0.980
121	344	46	12040	2.00	46390	2.00	927	13.10	207.087	85446	2.00	1711	26264	9.191	13.45	35.366	13.45	0.970
122	383	52	6450	2.33	56020	2.00	1120	13.19	207.447	77092	2.09	1610	23597	4.933	13.70	42.462	13.37	0.965
123	338	60	4380	3.42	50240	2.00	1005	9.72	207.549	64500	2.31	1493	19812	4.508	18.86	51.691	17.43	0.968
124	392	63	3830	3.92	49560	2.00	981	10.98	207.586	62081	2.39	1482	18990	3.521	17.70	45.556	15.79	0.952
125	350	63	5730	2.62	42570	2.00	851	15.67	207.586	62081	2.39	1482	18990	3.521	17.70	45.556	15.79	0.952
126	376	58	5670	2.65	43590	2.00	880	10.94	207.386	61263	2.19	1340	18793	5.386	18.29	44.475	17.67	0.976
127	327	56	5900	2.54	47420	2.00	948	9.71	207.418	62506	2.19	1370	19141	5.379	16.88	41.731	16.23	0.974
128	335	58	6990	2.18	45720	2.00	914	10.19	207.339	68147	2.06	1403	20478	6.079	18.00	48.859	17.46	0.979
129	355	59	7640	2.00	40430	2.00	809	10.94	207.237	65336	2.00	1307	20042	7.386	16.50	39.087	16.50	0.980
130	339	56	8430	2.00	41240	2.00	825	10.38	207.202	68688	2.00	1374	21086	8.125	16.46	38.748	16.46	0.981
131	374	58	6170	2.43	47350	2.00	947	11.28	207.399	67493	2.13	1437	20674	5.472	15.73	41.993	15.30	0.973
132	371	55	6920	2.17	45810	2.00	966	11.72	207.359	70895	2.05	1456	21722	5.902	14.96	41.206	14.79	0.974
133	383	73	2240	6.70	45780	2.00	916	16.48	207.610	53098	2.65	1406	16253	2.462	23.18	50.308	18.48	0.920
134	355	72	3020	4.97	43700	2.00	874	17.65	207.621	53045	2.55	1363	16245	3.554	22.62	51.420	19.65	0.956
135	363	69	3590	4.18	43570	2.00	877	9.01	207.569	59580	2.46	1419	17039	3.986	20.83	48.712	18.66	0.963
136	288	63	5240	2.86	42500	2.00	851	16.66	207.423	59545	2.25	1337	18359	6.867	22.52	55.671	21.66	0.984
137	364	62	5940	2.53	42920	2.00	868	10.12	207.374	60929	2.16	1348	19097	5.867	17.34	42.392	16.82	0.977
138	355	60	6210	2.42	43350	2.00	867	10.88	207.360	63595	2.13	1356	19508	6.160	17.29	43.000	16.88	0.978
139	337	61	6490	2.31	41510	2.00	830	9.42	207.323	62638	2.10	1319	19241	6.892	18.24	44.082	17.93	0.982
140	276	63	5700	2.63	41710	2.00	823	7.34	207.323	59641	2.20	1309	18405	7.770	23.08	56.120	22.45	0.987
141	298	72	3310	4.04	39620	2.00	792	6.85	207.525	51682	2.48	1279	15917	5.413	25.93	57.806	23.89	0.979
142	301	63	6390	2.35	38240	2.00	765	7.90	207.294	58985	2.12	1252	18169	8.083	21.34	48.406	20.99	0.987
143	382	65	4330	3.46	46150	2.00	923	10.30	207.521	60295	2.34	1413	18457	4.204	18.03	44.806		

Ech. 381	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	U ppm	Error U ppm	Th ppm	Error Th ppm	Pb ppm	Error Pb %	Pb ppm	Th ppm	Error Th %	Th* ppm	Error Th* %	U*(Th) ppm	Error U* %	U* ppm	Error U* ppm	U/Pb	Error U/Pb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
153	332	62	4270	3.51	150	150	47630	2.00	953	16.48	910	61525	2.34	1441	2.34	18907	2.34	443	443	4.692	20.00	52.341	18.48	0.971
154	403	64	3930	3.82	150	150	48300	2.00	966	13.60	1103	61159	2.38	1457	2.38	18692	2.38	445	445	3.564	17.42	43.808	15.60	0.953
155	341	67	2740	5.47	150	150	48640	2.00	973	17.12	876	57562	2.54	1461	2.54	17677	2.54	449	449	3.128	22.60	55.524	19.12	0.946

Ech. 487	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Error U ppm	Th ppm	Error Th %	Error Th ppm	Th*(U) ppm	Error Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	Error U* ppm	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
1	326	44	8870	2.00	177	60860	2.00	1217	1304	11.50	207.353	2.00	552	6.802	13.50	46.672	13.50	0.971
2	343	42	11090	2.00	222	59490	2.00	1190	1463	10.25	207.244	2.00	567	7.579	12.25	40.657	12.25	0.963
3	324	36	17880	2.00	360	55210	2.00	1104	1638	9.16	206.978	2.00	699	10.976	11.16	33.704	11.16	0.954
4	309	31	26000	2.00	520	49370	2.00	990	1835	8.13	206.755	2.00	828	14.095	10.13	27.089	10.13	0.943
5	360	46	9020	2.00	180	56820	2.00	1136	1385	10.83	206.735	2.00	529	6.512	12.83	41.020	12.83	0.967
6	342	41	12940	2.00	259	55260	2.00	1105	1482	10.12	207.137	2.00	598	8.731	12.12	37.287	12.12	0.962
7	335	43	11320	2.00	222	57210	2.00	1144	1393	10.77	207.225	2.00	574	7.985	12.77	41.080	12.77	0.967
8	312	45	9320	2.00	186	57120	2.00	1142	1216	12.34	207.365	2.00	538	7.667	14.34	46.990	14.34	0.974
9	316	44	10140	2.00	203	58680	2.00	1114	1287	11.93	207.235	2.00	545	8.084	13.93	44.282	13.93	0.973
10	329	43	10610	2.00	212	56750	2.00	1135	1338	11.21	207.243	2.00	561	7.929	13.21	42.408	13.21	0.969
11	321	44	10760	2.00	215	55900	2.00	1116	1296	11.57	207.229	2.00	558	8.301	13.57	43.049	13.57	0.971
12	291	44	9600	2.00	192	57970	2.00	1159	1196	12.98	207.299	2.00	549	8.305	14.98	50.148	14.98	0.977
13	329	44	9290	2.00	186	60580	2.00	1212	1331	11.27	207.331	2.00	535	6.980	13.27	45.519	13.27	0.969
14	337	45	8460	2.00	169	59540	2.00	1191	1309	11.46	207.364	2.00	558	6.461	13.46	45.471	13.46	0.970
15	349	44	10190	2.00	204	57540	2.00	1151	1412	10.62	207.327	2.00	557	7.217	12.62	40.751	12.62	0.966
16	295	45	9070	2.00	181	57630	2.00	1157	1148	13.06	207.362	2.00	538	7.899	15.06	50.366	15.06	0.977
17	336	38	10140	2.00	203	72900	2.00	1458	1586	9.46	207.373	2.00	651	6.392	11.46	45.957	11.46	0.957
18	293	40	8720	2.00	174	70590	2.00	1412	1282	11.61	207.422	2.00	610	6.749	13.61	54.636	13.61	0.971
19	364	46	9280	2.00	186	56800	2.00	1136	1413	10.62	207.303	2.00	534	6.569	12.62	40.208	12.62	0.966
20	333	44	9400	2.00	188	59720	2.00	1194	1342	11.18	207.320	2.00	555	7.006	13.18	44.508	13.18	0.969
21	326	44	9260	2.00	185	59410	2.00	1188	1300	11.54	207.324	2.00	550	7.123	13.54	45.697	13.54	0.971
22	355	45	9070	2.00	187	58670	2.00	1177	1416	10.59	207.315	2.00	548	6.608	12.59	41.560	12.59	0.966
23	316	44	9440	2.00	189	59520	2.00	1190	1270	11.81	207.317	2.00	555	7.435	13.81	46.878	13.81	0.972
24	323	42	9510	2.00	180	64180	2.00	1284	1371	10.94	207.346	2.00	565	6.937	12.94	46.813	12.94	0.968
25	331	46	9650	2.00	178	56550	2.00	1131	1263	11.88	207.319	2.00	526	7.063	13.88	44.778	13.88	0.972
26	322	44	9420	2.00	189	59180	2.00	1184	1289	11.63	207.315	2.00	553	7.313	13.63	45.895	13.63	0.971
27	335	43	9540	2.00	192	60540	2.00	1211	1368	10.96	207.318	2.00	564	7.002	12.96	44.246	12.96	0.968
28	302	44	9580	2.00	194	57060	2.00	1142	1192	12.88	207.288	2.00	545	8.120	14.58	47.887	14.58	0.975
29	317	44	10130	2.00	203	56520	2.00	1128	1280	11.91	207.262	2.00	550	8.040	13.91	44.779	13.91	0.973
30	326	46	8240	2.00	165	57600	2.00	1152	1225	12.24	207.282	2.00	519	6.726	14.24	47.017	14.24	0.974
31	328	38	14630	2.00	293	58960	2.00	1179	1588	9.63	207.110	2.00	685	9.393	11.63	37.853	11.63	0.959
32	306	44	8890	2.00	178	58930	2.00	1179	1259	12.54	207.339	2.00	543	7.424	14.54	48.269	14.54	0.975
33	325	36	17760	2.00	355	54980	2.00	1098	1626	9.22	206.981	2.00	683	10.920	11.22	33.744	11.22	0.955
34	338	33	18940	2.00	389	62060	2.00	1241	1907	7.86	206.984	2.00	780	10.454	9.86	32.537	9.86	0.939
35	317	33	21460	2.00	429	58680	2.00	1177	1811	8.28	206.923	2.00	791	11.849	10.28	32.499	10.28	0.945
36	335	37	15420	2.00	308	61320	2.00	1226	1663	9.00	207.103	2.00	685	9.257	11.00	36.811	11.00	0.953
37	348	41	10710	2.00	214	64670	2.00	1293	1543	9.72	207.297	2.00	611	6.943	11.72	41.922	11.72	0.959
38	345	45	7790	2.00	156	62680	2.00	1254	1354	11.08	207.418	2.00	541	5.755	13.08	46.304	13.08	0.968
39	313	51	15110	2.00	150	51510	2.00	1030	1058	14.18	207.356	2.00	467	7.064	16.19	48.707	16.18	0.980
40	334	50	7740	2.00	155	52560	2.00	1051	1158	12.96	207.349	2.00	478	6.885	14.96	45.398	14.96	0.977
41	343	46	8580	2.00	172	57990	2.00	1160	1316	11.40	207.346	2.00	458	6.522	13.40	44.080	13.40	0.970
42	331	46	8370	2.00	167	58260	2.00	1165	1260	11.91	207.359	2.00	525	6.643	13.91	46.240	13.91	0.973
43	345	45	8660	2.00	173	59230	2.00	1185	1346	11.14	207.351	2.00	537	6.434	13.14	44.004	13.14	0.969
44	346	47	8070	2.00	161	57260	2.00	1145	1290	11.63	207.361	2.00	513	6.256	13.63	44.380	13.63	0.971
45	367	45	8940	2.00	179	59510	2.00	1190	1452	10.33	207.339	2.00	544	6.157	12.33	40.984	12.33	0.964
46	348	45	9560	2.00	191	57440	2.00	1149	1373	10.93	207.358	2.00	544	6.963	12.93	41.837	12.93	0.968
47	318	45	8460	2.00	169	58620	2.00	1172	1220	12.30	207.369	2.00	530	6.934	14.30	48.049	14.30	0.974
48	355	48	8060	2.00	161	55620	2.00	1112	1298	11.56	207.355	2.00	502	6.211	13.56	42.858	13.56	0.971
49	303	58	7170	2.00	150	41530	2.00	831	876	17.13	207.280	2.00	406	8.187	19.22	47.423	19.13	0.866
50	317	46	8170	2.00	163	58680	2.00	1173	1204	12.46	207.372	2.00	524	6.785	14.46	48.716	14.46	0.975
51	346	46	8290	2.00	166	59460	2.00	1169	1320	11.37	207.364	2.00	525	6.283	13.37	44.304	13.37	0.970
52	297	43	10330	2.00	207	57960	2.00	1159	1211	12.38	207.266	2.00	564	8.529	14.38	47.854	14.38	0.975
53	311	44	9060	2.00	181	58900	2.00	1178	1224	12.25	207.330	2.00	544	7.399	14.25	48.103	14.25	0.974
54	349	44	9910	2.00	198	58930	2.00	1179	1428	10.96	207.290	2.00	560	6.978	12.56	41.497	12.56	0.965
55	336	42	11290	2.00	226	57600	2.00	1152	1412	10.62	207.221	2.00	580	7.994	12.62	40.784	12.62	0.966
56	330	42	11380	2.00	228	57300	2.00	1146	1385	10.83	207.211	2.00	580	8.219	12.83	41.383	12.83	0.967
57	329	42	11250	2.00	225	57650	2.00	1153	1380	10.87	207.223	2.00	579	8.151	12.87	41.769	12.87	0.967
58	319	42	11470	2.00	229	57190	2.00	1144	1341	11.19	207.211	2.00	581	8.556	13.19	42.662	13.19	0.969
59	324	41	11680	2.00	234	58390	2.00	1168	1389	10.80	207.192	2.00	593	8.411	12.80	42.409	12.80	0.967
60	312	43	11560	2.00	231	55310	2.00	1106	1282	11.61	207.192	2.00	572	8.947	13.61	42.809	13.61	0.971
61	335	44	11390	2.00	228	54060	2.00	1081	1361	11.02	207.187	2.00	560	8.367	13.02	39.710	13.02	0.968
62	347	41	13020	2.00	260	55210	2.00	1104	1508	9.95	207.134	2.00	559	8.636	11.95	36.619	11.95	0.961
63	304	42	11200	2.00	224	56260	2.00	1125	1255	11.95	207.215	2.00	570	8.923	13.95	44.824	13.95	0.973
64	337	43	11020	2.00	220	55670	2.00	1117	1376	10.90	207.218	2.00	564	8.010	12.90	40.611	12.90	0.967
65	324	42	11850	2.00	237	56700	2.00	1134	1373	10.92	207.192	2.00	566	8.631	12.92	41.296	12.92	0.968
66	315	42	11600	2.00	232	56900	2.00	1138	1325	11.32	207.193	2.00	582	8.752	13.32	42.932	13.32	0.970
67	313	42	11400	2.00	228	57560	2.00	1151	1317	11.39	207.217	2.00	572	8.655	13.39	43.693	13.39	0.970
68	321	43	11060	2.00	221	56990	2.00	1140	1327	11.30	207.226	2.00	562	8.932	13.30	42.932	13.30	0.970
69	335																	

Ech. 487(suite)	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Th ppm	Error Th ppm	Pb ppm	Error Pb ppm	Pb %	Error Pb %	MPb	Th*(U) ppm	Error Th* ppm	Th* %	Error Th* %	U*(Th) ppm	Error U* %	U* ppm	Error U* ppm	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
77	296	36	10240	2.00	78070	2.00	1561	1470	10.20	150	10.20	150	207.398	111304	207.398	2.00	2.00	34295	2.00	686	6.966	12.20	53.111	12.20	0.963	
78	341	47	7220	2.08	59640	2.00	1193	1263	11.88	150	11.88	150	207.429	83151	207.429	2.02	2.02	25535	2.00	516	5.717	13.95	47.221	13.88	0.971	
79	330	48	7040	2.13	59250	2.00	1185	1210	12.40	150	12.40	150	207.436	82157	207.436	2.04	2.04	25250	2.00	514	5.818	14.53	48.963	14.40	0.973	
80	326	38	14230	2.00	285	2.00	1187	1533	9.79	150	9.79	150	207.126	105626	207.126	2.00	2.00	32473	2.00	649	9.285	11.79	38.720	11.79	0.960	
81	322	45	84300	2.00	179	2.00	1186	1265	11.86	150	11.86	150	207.339	88317	207.339	2.00	2.00	27161	2.00	543	7.053	13.86	48.851	13.86	0.972	
82	349	44	9280	2.00	186	2.00	1208	1410	10.64	150	10.64	150	207.330	90658	207.330	2.00	2.00	27823	2.00	556	6.582	12.64	42.852	12.64	0.966	
83	307	43	10220	2.00	204	2.00	1181	1259	11.91	150	11.91	150	207.237	92384	207.237	2.00	2.00	26407	2.00	568	8.116	13.91	46.907	13.91	0.973	
84	320	42	11030	2.00	221	2.00	1163	1389	11.20	150	11.20	150	207.237	94051	207.237	2.00	2.00	28913	2.00	578	8.238	13.20	43.425	13.20	0.969	
85	304	41	11240	2.00	225	2.00	1174	1287	11.65	150	11.65	150	207.233	95179	207.233	2.00	2.00	29311	2.00	586	8.733	13.65	45.569	13.65	0.971	
86	345	43	11380	2.00	228	2.00	1139	1446	10.37	150	10.37	150	207.212	94020	207.212	2.00	2.00	28863	2.00	577	7.868	12.37	39.373	12.37	0.964	
87	306	42	11230	2.00	225	2.00	1142	1273	11.79	150	11.79	150	207.220	93572	207.220	2.00	2.00	28812	2.00	576	8.524	13.79	44.868	13.79	0.972	
88	300	42	11450	2.00	229	2.00	1153	1266	11.65	150	11.65	150	207.216	94801	207.216	2.00	2.00	29206	2.00	584	9.048	13.85	45.546	13.85	0.972	
89	316	40	12120	2.00	242	2.00	1190	1390	10.80	150	10.80	150	207.204	98902	207.204	2.00	2.00	30249	2.00	609	8.722	12.80	42.828	12.80	0.967	
90	326	41	12120	2.00	242	2.00	1179	1489	10.49	150	10.49	150	207.198	98394	207.198	2.00	2.00	30439	2.00	605	8.474	12.49	41.228	12.49	0.965	
91	297	40	12170	2.00	243	2.00	1161	1288	11.65	150	11.65	150	207.191	97548	207.191	2.00	2.00	30056	2.00	601	9.451	13.65	45.080	13.65	0.971	
92	307	40	12310	2.00	246	2.00	1189	1357	11.05	150	11.05	150	207.196	99423	207.196	2.00	2.00	30611	2.00	612	9.070	13.05	43.796	13.05	0.968	
93	336	42	11810	2.00	232	2.00	1158	1432	10.48	150	10.48	150	207.211	95712	207.211	2.00	2.00	29403	2.00	588	8.110	12.48	40.457	12.48	0.965	
94	337	42	11820	2.00	236	2.00	1163	1452	10.33	150	10.33	150	207.204	96640	207.204	2.00	2.00	29685	2.00	584	8.138	12.33	40.043	12.33	0.964	
95	318	42	11690	2.00	234	2.00	1138	1343	11.17	150	11.17	150	207.200	94901	207.200	2.00	2.00	29194	2.00	564	8.704	13.17	42.367	13.17	0.969	
96	298	41	11640	2.00	233	2.00	1148	1260	11.90	150	11.90	150	207.206	95170	207.206	2.00	2.00	29322	2.00	586	9.236	13.90	45.536	13.90	0.973	
97	356	43	11310	2.00	226	2.00	1144	1492	10.05	150	10.05	150	207.216	94082	207.216	2.00	2.00	28852	2.00	577	7.578	12.05	38.320	12.05	0.962	
98	313	42	11770	2.00	235	2.00	1119	1311	11.44	150	11.44	150	207.189	94216	207.189	2.00	2.00	28994	2.00	580	8.975	13.44	42.677	13.44	0.970	
99	297	43	11420	2.00	228	2.00	1103	1219	12.30	150	12.30	150	207.196	92195	207.196	2.00	2.00	28406	2.00	568	9.365	14.30	45.210	14.30	0.974	
100	315	43	11800	2.00	236	2.00	1093	1304	11.30	150	11.30	150	207.176	93000	207.176	2.00	2.00	28615	2.00	572	9.048	13.50	41.903	13.50	0.971	
101	316	42	11590	2.00	232	2.00	1124	1320	11.36	150	11.36	150	207.198	93870	207.198	2.00	2.00	28881	2.00	578	8.779	13.36	42.569	13.36	0.970	
102	338	44	11200	2.00	224	2.00	1100	1376	10.90	150	10.90	150	207.203	91443	207.203	2.00	2.00	28088	2.00	562	8.137	12.90	39.944	12.90	0.967	
103	365	45	10110	2.00	179	2.00	1170	1489	10.07	150	10.07	150	207.278	91503	207.278	2.00	2.00	28048	2.00	561	6.790	12.07	39.302	12.07	0.962	
104	350	45	9860	2.00	179	2.00	1177	1374	10.82	150	10.82	150	207.334	89047	207.334	2.00	2.00	27020	2.00	540	6.522	12.82	42.836	12.82	0.966	
105	324	46	8470	2.00	169	2.00	1169	1241	12.08	150	12.08	150	207.356	85966	207.356	2.00	2.00	26439	2.00	529	6.823	14.08	47.077	14.08	0.973	
106	320	45	7420	2.02	150	2.02	1243	1233	12.17	150	12.17	150	207.435	86295	207.435	2.01	2.01	26541	2.00	532	6.020	14.19	50.441	14.17	0.973	
107	361	44	10730	2.00	215	2.00	1142	1482	10.72	150	10.72	150	207.240	92046	207.240	2.00	2.00	28238	2.00	565	7.242	12.12	38.538	12.12	0.962	
108	332	43	11120	2.00	222	2.00	1117	1360	11.03	150	11.03	150	207.214	92046	207.214	2.00	2.00	28286	2.00	566	8.177	13.03	41.075	13.03	0.968	
109	299	42	11060	2.00	221	2.00	1148	1240	12.10	150	12.10	150	207.230	93301	207.230	2.00	2.00	28743	2.00	575	8.919	14.10	46.268	14.10	0.973	
110	351	43	11410	2.00	228	2.00	1148	1479	10.15	150	10.15	150	207.214	94584	207.214	2.00	2.00	28922	2.00	580	7.717	12.15	38.822	12.15	0.963	
111	319	42	11400	2.00	228	2.00	1125	1326	11.31	150	11.31	150	207.206	93302	207.206	2.00	2.00	28689	2.00	574	8.594	13.31	42.399	13.31	0.970	
112	310	42	11450	2.00	229	2.00	1158	1314	11.42	150	11.42	150	207.218	95089	207.218	2.00	2.00	29269	2.00	585	8.717	13.42	44.072	13.42	0.970	
113	326	42	11680	2.00	234	2.00	1132	1374	10.92	150	10.92	150	207.198	94602	207.198	2.00	2.00	29084	2.00	582	8.489	12.92	41.194	12.92	0.968	
114	351	43	11560	2.00	231	2.00	1132	1477	10.16	150	10.16	150	207.202	94274	207.202	2.00	2.00	28927	2.00	579	7.828	12.16	38.328	12.16	0.963	
115	317	43	11100	2.00	222	2.00	1134	1309	11.46	150	11.46	150	207.222	92770	207.222	2.00	2.00	28541	2.00	571	8.482	13.46	43.320	13.46	0.970	
116	348	43	11210	2.00	224	2.00	1152	1458	10.29	150	10.29	150	207.224	94113	207.224	2.00	2.00	28886	2.00	578	7.689	12.29	39.501	12.29	0.964	
117	345	43	11130	2.00	223	2.00	1137	1433	10.47	150	10.47	150	207.222	93116	207.222	2.00	2.00	28585	2.00	572	7.765	12.47	39.670	12.47	0.965	
118	346	44	9840	2.00	197	2.00	1167	1395	10.76	150	10.76	150	207.289	90396	207.289	2.00	2.00	27745	2.00	555	7.056	12.76	41.825	12.76	0.967	
119	346	45	58010	2.00	189	2.00	1160	1367	10.98	150	10.98	150	207.305	88729	207.305	2.00	2.00	27238	2.00	545	6.900	12.98	42.445	12.98	0.968	
120	334	45	58150	2.00	188	2.00	1163	1322	11.35	150	11.35	150	207.308	88745	207.308	2.00	2.00	27266	2.00	545	7.110	13.35	43.985	13.35	0.970	
121	359	46	57960	2.00	181	2.00	1159	1400	10.71	150	10.71	150	207.324	87406	207.324	2.00	2.00	26804	2.00	536	6.450	12.71	41.401	12.71	0.966	
122	317	43	9820	2.00	196	2.00	1220	1311	11.45	150	11.45	150	207.310	92899	207.310	2.00	2.00	26581	2.00	532	7.493	13.45	46.530	13.45	0.970	
123	311	39	12550	2.00	251	2.00	1216	1408	10.66	150	10.66	150	207.186	101566	207.186	2.00	2.00	31260	2.00	625	8.918	12.66	43.188	12.66	0.966	
124	334	39	13640	2.00	271	2.00	1235	1569	9.56	150	9.56	150	207.185	105340	207.185	2.00	2.00	32964	2.00	647	8.629	11.56	39.047	11.56	0.958	
125	329	43	9790	2.00	196	2.00	1206	1389	11.11	150	11.11	150	207.307	92151	207.307	2.00	2.00	28328	2.00	567	7.252	13.11	46.675	13.11</		

Ech. D61	Age Ma	Error Age	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	Pb ppm	Error Pb %	Th (U) ppm	Error Th* %	U*(Th) ppm	Error U* %	U/Pb	Error U/Pb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr	
1	331	33	25640	2.00	513	44860	2.00	897	1887	7.95	150	206.712	128291	2.00	769	13.590	9.95	23.777	9.95	0.940
2	324	32	26590	2.00	532	46790	2.00	936	1919	7.81	150	206.711	132668	2.00	820	13.853	8.61	24.376	8.61	0.939
3	343	30	29640	2.00	593	51730	2.00	1035	2261	6.84	150	206.715	148265	2.00	910	13.112	8.84	22.884	8.84	0.917
4	329	28	32260	2.00	645	50960	2.00	1020	2281	6.58	150	206.688	155949	2.00	959	14.143	8.58	22.354	8.58	0.915
5	336	29	33410	2.00	668	42670	2.00	853	2256	6.65	150	206.579	151422	2.00	930	14.807	8.65	18.911	8.65	0.917
6	346	32	30950	2.00	581	41000	2.00	820	2087	7.19	150	206.620	136538	2.00	833	13.916	9.19	19.641	9.19	0.928
7	317	36	23190	2.00	464	43920	2.00	876	1678	8.94	150	206.747	139198	2.00	733	13.919	10.94	26.113	10.94	0.928
8	325	31	30710	2.00	614	37620	2.00	756	1988	7.84	150	206.565	137706	2.00	847	15.442	9.54	19.018	9.54	0.934
9	327	32	29830	2.00	473	54940	2.00	1031	1910	7.85	150	206.640	118989	2.00	808	12.372	9.65	28.556	9.65	0.939
10	336	35	22250	2.00	445	46560	2.00	931	1778	8.43	150	206.794	119899	2.00	731	12.511	10.43	25.179	10.43	0.947
11	337	38	17470	2.00	349	49490	2.00	990	1593	9.42	150	206.938	105361	2.00	653	10.968	11.42	31.071	11.42	0.957
12	326	45	12660	2.00	253	46920	2.00	924	1268	11.83	150	207.062	87400	2.00	537	9.980	13.83	36.437	13.83	0.972
13	330	40	16920	2.00	338	45510	2.00	907	1475	10.17	150	206.911	100004	2.00	617	11.470	12.17	30.743	12.17	0.963
14	329	31	27990	2.00	560	45010	2.00	900	1989	7.54	150	206.675	136074	2.00	836	14.076	9.54	22.635	9.54	0.934
15	308	31	27830	2.00	557	43790	2.00	876	1834	8.18	150	206.666	134189	2.00	826	15.171	10.18	23.871	10.18	0.944
16	328	33	26440	2.00	529	43740	2.00	875	1889	8.34	150	206.687	129753	2.00	798	13.999	9.94	23.158	9.94	0.940
17	321	32	27180	2.00	544	44200	2.00	884	1893	7.92	150	206.680	132579	2.00	815	14.357	9.92	23.348	9.92	0.940
18	326	32	27730	2.00	555	44710	2.00	894	1954	7.68	150	206.676	134908	2.00	830	14.191	9.68	22.880	9.68	0.936
19	347	33	25490	2.00	510	44500	2.00	890	1967	7.62	150	206.711	127544	2.00	763	12.957	9.62	22.620	9.62	0.936
20	321	36	21250	2.00	425	46570	2.00	931	1650	9.09	150	206.816	115663	2.00	711	12.882	11.09	29.232	11.09	0.954
21	345	35	24430	2.00	489	40910	2.00	818	1849	8.11	150	206.692	120490	2.00	740	13.215	10.11	22.129	10.11	0.943
22	326	34	25120	2.00	502	42970	2.00	845	1798	8.34	150	206.695	123981	2.00	762	13.972	10.34	23.511	10.34	0.946
23	340	35	22490	2.00	450	45560	2.00	905	1763	8.37	150	206.75	118484	2.00	728	12.544	10.37	25.238	10.37	0.946
24	328	32	27620	2.00	550	43640	2.00	873	1941	7.73	150	206.669	133169	2.00	819	14.178	9.73	22.482	9.73	0.937
25	353	44	14760	2.00	295	42220	2.00	844	1421	10.56	150	206.942	80330	2.00	554	10.391	12.56	29.723	12.56	0.965
26	303	47	12870	2.00	257	41130	2.00	826	1121	13.38	150	207.000	83101	2.00	512	11.479	15.38	36.845	15.38	0.978
27	344	54	10890	2.00	218	36300	2.00	726	1100	13.63	150	207.017	71772	2.00	441	9.897	15.63	32.991	15.63	0.979
28	313	55	33460	2.00	217	33460	2.00	689	959	15.66	150	206.979	68763	2.00	423	11.339	17.65	34.991	17.65	0.984
29	332	53	11840	2.00	231	35560	2.00	719	1087	13.78	150	206.865	73595	2.00	452	10.613	15.79	33.961	15.79	0.979
30	324	49	12480	2.00	250	38370	2.00	767	1337	13.19	150	206.978	78587	2.00	486	10.975	15.19	33.742	15.19	0.976
31	302	46	11590	2.00	232	47150	2.00	943	1138	13.87	150	207.175	84780	2.00	522	10.784	15.18	41.429	15.18	0.977
32	342	43	14030	2.00	281	46310	2.00	928	1401	10.71	150	207.022	92012	2.00	565	10.016	12.71	33.062	12.71	0.966
33	345	42	15820	2.00	316	43980	2.00	880	1466	10.23	150	206.929	99512	2.00	596	10.794	12.23	30.006	12.23	0.963
34	319	32	28780	2.00	576	39500	2.00	790	1883	7.96	150	206.609	133062	2.00	819	15.282	9.96	20.974	9.96	0.941
35	335	34	24250	2.00	485	42710	2.00	854	1813	8.27	150	206.715	121644	2.00	747	13.377	10.27	23.561	10.27	0.945
36	322	37	20730	2.00	415	46700	2.00	894	1604	9.35	150	206.808	112108	2.00	690	12.923	11.35	27.865	11.35	0.956
37	311	29	31350	2.00	627	44250	2.00	925	2048	7.33	150	206.769	118845	2.00	722	12.572	11.07	27.817	11.07	0.954
38	296	33	25050	2.00	501	44150	2.00	883	1647	9.11	150	206.716	125445	2.00	912	15.311	9.33	22.587	9.33	0.931
39	333	30	29080	2.00	582	48750	2.00	975	2121	7.07	150	206.693	143268	2.00	773	15.205	11.11	26.799	11.11	0.956
40	303	28	33810	2.00	676	43380	2.00	878	2065	7.26	150	206.586	153662	2.00	946	13.713	9.07	22.989	9.07	0.926
41	313	33	25010	2.00	500	44900	2.00	892	1745	8.60	150	206.716	125363	2.00	772	16.335	9.26	21.251	9.26	0.930
42	317	35	21950	2.00	439	45990	2.00	920	1653	9.90	150	206.795	117339	2.00	722	12.276	11.07	27.817	11.07	0.954
43	341	35	22670	2.00	453	45020	2.00	900	1803	8.32	150	206.769	118845	2.00	730	12.572	10.32	24.966	10.32	0.945
44	337	39	18540	2.00	371	44820	2.00	896	1577	9.51	150	206.802	105176	2.00	646	11.756	11.51	28.421	11.51	0.958
45	332	43	13430	2.00	269	47900	2.00	956	1351	11.11	150	207.040	91503	2.00	562	9.944	13.11	35.383	13.11	0.963
46	322	35	22790	2.00	456	43370	2.00	879	1689	8.88	150	206.766	118076	2.00	726	13.495	10.88	26.037	10.88	0.952
47	319	33	25530	2.00	511	44980	2.00	894	1807	8.30	150	206.712	127675	2.00	785	14.132	10.30	24.732	10.30	0.945
48	349	33	25460	2.00	509	45640	2.00	913	1995	7.62	150	206.723	129598	2.00	769	12.764	9.52	22.880	9.52	0.934
49	311	33	24860	2.00	497	45190	2.00	904	1737	8.63	150	206.730	129568	2.00	778	14.309	10.63	26.011	10.63	0.949
50	305	31	28400	2.00	568	43950	2.00	879	1846	8.13	150	206.659	136163	2.00	639	15.387	10.13	23.812	10.13	0.943
51	326	33	25060	2.00	501	45020	2.00	900	1835	8.18	150	206.724	128535	2.00	778	13.658	10.18	24.537	10.18	0.944
52	326	33	25310	2.00	506	44520	2.00	890	1835	8.17	150	206.714	128944	2.00	780	13.790	10.17	24.256	10.17	0.943
53	329	33	24660	2.00	493	46060	2.00	921	1847	8.12	150	206.742	126291	2.00	776	13.350	10.12	24.936	10.12	0.943
54	308	33	24860	2.00	489	46700	2.00	935	1747	8.59	150	206.743	127845	2.00	767	14.288	10.59	26.772	10.59	0.949
55	329	29	33640	2.00	673	40180	2.00	804	2187	6.86	150	206.553	149628	2.00	920	15.383	8.86	18.374	8.86	0.922
56	348	33	25840	2.00	517	47060	2.00	941	2030	7.39	150	206.730	131250	2.00	806	12.729	9.39	23.181	9.39	0.932
57	348	36	18720	2.00	374	45360	2.00	1069	1774	8.48	150	206.942	114455	2.00	733	10.550	10.45	30.128	10.45	0.947
58	324	38	17010	2.00	340	52060	2.00	1041	1549	9.68	150	206.976	107382	2.00	680	10.978	11.68	33.599	11.68	0.959
59	346	36	20030	2.00	401	48930	2.00	979	1756	8.54	150	206.866	114179	2.00	701	11.409	10.54	27.870	10.54	0.948
60	331	42	13860	2.00	278	49800	2.00	996	1401	10.71	150	207.003	94987	2.00	584	9.906	12.71	35.543	12.71	0.966
61	316	35	21740	2.00	435	47620	2.00	952	1660	9.04	150	206.815	118290	2.00	728	13.096	11.04	28.686	11.04	0.953
62	322	29	31860	2.00	637	44730	2.00	895	2121	7.07	150	206.618	148330	2.00	712	15.022	9.07	21.0		

Ech. D61	Age Ma	Error Age	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	Pb ppm	Pb %	Error Pb ppm	MPb	Th*(U) ppm	Error Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	U* ppm	Error U* ppm	U/Pb	Error U/Pb %	Th/Pb	Error Th/Pb	Corr
77	322	29	31830	2.00	637	45860	2.00	917	2139	7.01	150	206.629	149367	2.00	2987	45933	2.00	919	14.879	9.01	21.438	9.01	0.925
78	335	58	14400	2.00	288	18640	2.00	373	976	15.37	150	206.585	65513	2.00	1310	20126	2.00	403	14.754	17.37	19.099	17.37	0.983
79	367	59	18320	2.00	288	18630	2.00	373	1071	18.630	150	206.585	65680	2.00	1314	20130	2.00	403	13.466	16.01	17.397	16.01	0.980
80	334	59	13460	2.00	269	21320	2.00	426	966	15.52	150	206.668	65128	2.00	1303	20011	2.00	400	13.929	17.52	22.082	17.52	0.984
81	346	46	17490	2.00	350	29170	2.00	583	1325	11.32	150	206.691	86147	2.00	1723	26444	2.00	529	13.196	13.32	22.008	13.32	0.970
82	317	33	25880	2.00	618	40460	2.00	809	1753	8.56	150	206.663	124582	2.00	2492	36327	2.00	767	14.761	10.56	23.077	10.56	0.948
83	340	36	22790	2.00	458	41860	2.00	833	1749	8.58	150	206.732	115866	2.00	2317	35594	2.00	712	13.028	10.58	23.816	10.58	0.948
84	355	37	21840	2.00	439	41790	2.00	836	1788	8.58	150	206.750	113311	2.00	2266	34760	2.00	685	12.274	10.39	23.378	10.39	0.946
85	307	34	24610	2.00	492	42840	2.00	857	1675	7.92	150	206.710	122761	2.00	2456	37789	2.00	738	14.697	10.96	23.563	10.96	0.953
86	333	33	25930	2.00	519	43370	2.00	867	1893	8.56	150	206.692	127751	2.00	2555	39296	2.00	758	13.696	9.92	22.908	9.92	0.940
87	325	37	21350	2.00	427	42560	2.00	849	1615	7.92	150	206.709	111690	2.00	2208	34402	2.00	688	13.218	11.29	23.281	11.29	0.956
88	340	37	20660	2.00	413	42850	2.00	857	1662	9.02	150	206.769	110120	2.00	2202	33820	2.00	668	12.427	11.02	25.775	11.02	0.953
89	322	38	19730	2.00	395	44080	2.00	882	1549	8.82	150	206.825	108236	2.00	2165	33286	2.00	666	12.739	11.68	23.460	11.68	0.959
90	326	37	20080	2.00	402	44120	2.00	882	1588	9.45	150	206.817	109437	2.00	2189	33644	2.00	673	12.646	11.45	27.787	11.45	0.957
91	327	38	20010	2.00	400	42890	2.00	868	1571	9.55	150	206.805	107984	2.00	2160	33195	2.00	664	12.735	11.55	27.297	11.55	0.958
92	304	37	20450	2.00	409	43800	2.00	876	1488	10.08	150	206.805	110207	2.00	2204	33938	2.00	679	13.741	12.08	29.431	12.08	0.962
93	320	38	19880	2.00	394	43230	2.00	865	1524	9.84	150	206.817	107214	2.00	2144	32977	2.00	660	12.910	11.84	28.358	11.84	0.960
94	331	40	18380	2.00	368	41620	2.00	832	1484	10.04	150	206.831	101429	2.00	2029	31170	2.00	623	12.303	12.04	27.859	12.04	0.962
95	351	36	22760	2.00	455	42720	2.00	854	1825	8.22	150	206.743	116893	2.00	2338	35869	2.00	717	12.474	10.22	23.413	10.22	0.944
96	327	34	23870	2.00	477	43540	2.00	871	1760	8.52	150	206.731	121187	2.00	2424	37255	2.00	745	13.563	10.52	24.739	10.52	0.948
97	349	34	25410	2.00	508	44210	2.00	884	1973	7.60	150	206.709	127009	2.00	2538	39977	2.00	760	12.878	9.60	22.406	9.60	0.935
98	316	33	25460	2.00	509	44150	2.00	883	1780	8.33	150	206.708	126900	2.00	2538	39044	2.00	761	14.304	10.43	24.805	10.43	0.947
99	327	34	24650	2.00	493	43670	2.00	873	1800	8.33	150	206.718	123857	2.00	2477	36074	2.00	761	13.691	10.33	24.255	10.33	0.946
100	344	35	22730	2.00	455	46040	2.00	921	1835	8.17	150	206.778	120074	2.00	2401	36865	2.00	737	12.384	10.17	25.084	10.17	0.943
101	315	35	22920	2.00	446	43530	2.00	871	1626	9.23	150	206.762	116072	2.00	2321	35714	2.00	714	13.728	11.23	26.773	11.23	0.955
102	344	33	26900	2.00	538	43260	2.00	865	1999	7.51	150	206.675	130975	2.00	2618	40182	2.00	804	13.459	9.51	21.645	9.51	0.934
103	324	32	27300	2.00	548	44170	2.00	893	1911	7.85	150	206.674	132643	2.00	2659	40892	2.00	818	14.268	9.85	23.117	9.85	0.939
104	304	33	25560	2.00	511	44840	2.00	897	1736	8.69	150	206.717	127813	2.00	2657	39388	2.00	787	14.806	10.69	26.974	10.69	0.950
105	340	33	23500	2.00	510	45860	2.00	902	1936	7.75	150	206.717	128133	2.00	2582	38344	2.00	787	13.171	9.75	23.284	9.75	0.938
106	332	32	26880	2.00	538	44450	2.00	889	1945	7.92	150	206.687	131922	2.00	2638	40339	2.00	811	13.818	9.71	22.851	9.71	0.937
107	312	30	30690	2.00	618	44320	2.00	878	2001	7.50	150	206.687	144293	2.00	2686	44406	2.00	888	15.435	9.50	19.946	9.50	0.934
108	334	29	33820	2.00	676	44630	2.00	893	2293	6.54	150	206.592	154702	2.00	3094	46852	2.00	951	14.749	8.54	19.463	8.54	0.915
109	306	28	33610	2.00	672	43010	2.00	860	2070	7.25	150	206.581	132773	2.00	3043	46882	2.00	937	16.239	9.25	20.780	9.25	0.929
110	328	27	39790	2.00	796	39620	2.00	782	2461	6.09	150	206.486	169068	2.00	3381	51969	2.00	1039	16.166	8.09	16.097	8.09	0.903
111	334	27	38080	2.00	762	39270	2.00	785	2419	6.29	150	206.499	163208	2.00	3364	50146	2.00	1003	15.740	8.20	16.232	8.20	0.906
112	312	25	43440	2.00	869	42070	2.00	841	2536	5.92	150	206.477	163218	2.00	3664	56388	2.00	1128	17.130	7.92	16.590	7.92	0.897
113	311	23	48410	2.00	968	42400	2.00	848	2754	5.45	150	206.443	198685	2.00	3994	61460	2.00	1229	17.575	7.45	15.393	7.45	0.881
114	343	24	48720	2.00	974	42050	2.00	841	3057	4.91	150	206.438	200715	2.00	4015	61631	2.00	1233	15.937	6.91	13.755	6.91	0.858
115	342	24	46460	2.00	929	41860	2.00	837	2933	5.11	150	206.452	193165	2.00	3863	59314	2.00	1186	15.841	7.11	14.273	7.11	0.867
116	319	27	37460	2.00	749	41340	2.00	827	2308	6.50	150	206.523	163121	2.00	3262	50176	2.00	1004	16.227	8.50	17.908	8.50	0.913
117	332	32	26140	2.00	523	46750	2.00	935	1947	7.71	150	206.722	131817	2.00	2636	40506	2.00	810	13.428	9.71	24.016	9.71	0.937
118	312	34	22500	2.00	450	48230	2.00	965	1682	8.92	150	206.805	121339	2.00	2427	37343	2.00	747	13.374	10.92	28.669	10.92	0.952
119	352	35	22890	2.00	454	46650	2.00	933	1869	7.94	150	206.785	120601	2.00	2412	37003	2.00	740	12.014	9.94	24.699	9.94	0.940
120	335	29	31950	2.00	639	50200	2.00	1004	2297	6.53	150	206.665	154197	2.00	3084	47372	2.00	947	13.912	8.53	38.713	8.53	0.914
121	348	50	9610	2.00	192	47200	2.00	944	1219	12.30	150	206.703	78512	2.00	1570	24096	2.00	482	7.892	14.30	38.713	14.30	0.974
122	322	61	6100	2.00	192	47200	2.00	944	1219	12.30	150	206.703	78512	2.00	1570	24096	2.00	482	7.892	14.30	38.713	14.30	0.974
123	335	52	9770	2.00	195	43270	2.00	865	895	16.76	150	207.360	62366	2.15	1338	19179	2.15	412	6.817	19.22	47.528	18.76	0.982
124	355	51	13670	2.00	273	31700	2.00	695	1205	12.45	150	207.155	76070	2.00	1501	23064	2.00	461	8.731	15.40	38.667	15.40	0.978
125	325	53	12530	2.00	251	31510	2.00	695	1205	12.45	150	206.842	76293	2.00	1526	23403	2.00	468	11.343	14.45	26.329	14.45	0.975
126	377	56	10410	2.00	208	38970	2.00	717	1173	10.53	150	206.881	72272	2.00	1445	22216	2.00	444	11.899	16.24	29.923	16.24	0.981
127	349	53	9250	2.00	185	43410	2.00	717	1173	12.79	150	207.032	69692	2.00	1397	21385	2.00	428	8.676	14.79	30.585	14.79	0.976
128	318	52	7230	2.07	150	49930	2.00	999	1040	13.11	150	207.162	73551	2.00	1471	22572	2.00	451	8.083	15.11	37.931	15.11	0.977
129	357	55	6150	2.44	150	50950	2.00	1005	1119	13.40	150	207.396	73433	2.02	1486	22590	2.02	457	6.952	16.50	48.010	16.42	0.980
130	338	56	5950	2.56	150	49500	2.00	991	1033	14.52	150	207.439	73091	2.13	1494	21962	2.13	458	5.494	15.84	44.892		

Ech. MV64	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	Pb ppm	Error Pb %	Th(U) ppm	Error Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	U* ppm	Error U* ppm	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
1	303	49	4790	3.13	63300	2.00	1266	1066	14.07	150	207.595	78854	24284	2.22	540	4.492	17.20	59.361	16.07	0.966	
2	323	45	7480	2.01	62960	2.00	1247	1250	12.00	150	207.433	86686	26655	2.00	534	5.984	14.01	48.892	14.00	0.973	
3	329	41	10130	2.00	64310	2.00	1286	1428	10.50	150	207.320	97269	26866	2.00	598	7.094	12.50	45.037	12.50	0.965	
4	336	47	7170	2.09	59770	2.00	1195	1246	12.04	150	207.432	83110	25531	2.03	517	5.756	14.13	47.980	14.04	0.972	
5	350	47	7530	2.00	60110	2.00	1202	1323	11.34	150	207.415	84649	26883	2.00	683	5.690	13.34	46.424	13.34	0.970	
6	332	53	3740	4.01	61740	2.00	1235	1096	10.96	150	207.668	73911	22712	2.33	529	3.412	17.69	56.318	15.68	0.950	
7	307	59	4350	3.45	50350	2.00	1005	882	17.01	150	207.551	63079	19821	2.32	469	4.934	20.46	56.934	19.01	0.973	
8	356	80	1430	10.49	43130	2.00	863	761	19.70	150	207.788	47782	14659	2.83	415	1.876	30.19	56.642	21.70	0.876	
9	317	80	1430	10.56	44320	2.00	896	663	22.61	150	207.786	46836	14440	2.84	410	2.141	33.16	53.796	24.61	0.902	
10	348	80	1350	11.28	43360	2.00	869	744	20.17	150	207.799	47858	14889	2.84	417	1.815	31.28	53.425	22.17	0.872	
11	334	80	1340	11.80	43460	2.00	869	712	21.06	150	207.801	47789	14683	2.84	417	1.867	32.33	61.000	23.05	0.878	
12	345	79	1640	9.15	43190	2.00	864	748	20.54	150	207.764	46532	14889	2.79	415	2.192	29.19	57.714	22.04	0.905	
13	313	79	1420	10.56	43410	2.00	868	671	22.37	150	207.791	48024	14779	2.82	417	2.118	32.93	64.738	24.37	0.901	
14	313	76	1810	8.29	44020	2.00	880	709	21.15	150	207.748	49804	15361	2.74	421	2.552	29.44	62.066	23.15	0.927	
15	289	77	1750	8.57	42840	2.00	857	626	23.95	150	207.750	48517	14957	2.77	414	2.794	32.52	68.397	25.95	0.938	
16	392	82	1290	11.63	43220	2.00	864	831	18.05	150	207.805	47437	14511	2.86	414	1.552	29.68	52.013	20.05	0.836	
17	381	79	1680	8.91	43200	2.00	864	829	18.10	150	207.759	46867	14906	2.78	415	2.027	27.02	52.114	20.10	0.891	
18	338	57	6420	2.34	46330	2.00	937	1021	14.69	150	207.379	67732	20804	2.10	438	6.288	17.03	45.868	16.69	0.879	
19	314	57	3420	4.39	56740	2.00	1135	952	15.64	150	207.690	74634	20879	2.39	499	3.594	20.15	59.626	17.76	0.956	
20	308	52	3300	4.55	63920	2.00	1278	1025	14.64	150	207.699	74639	22979	2.37	544	3.221	19.19	62.387	16.64	0.946	
21	320	46	7040	2.13	62180	2.00	1244	1215	12.35	150	207.455	85059	26165	2.04	532	5.796	14.48	51.193	14.35	0.973	
22	302	45	7470	2.01	61520	2.00	1230	1155	12.98	150	207.429	85774	26417	2.00	529	6.466	14.99	53.252	14.98	0.977	
23	332	32	25080	2.00	51880	2.00	1038	1971	11.45	150	206.788	13496	41022	2.00	820	12.726	9.61	26.324	9.61	0.935	
24	310	42	7770	2.00	59510	2.00	1390	1310	14.70	150	207.460	94754	20165	2.00	583	5.930	13.45	53.048	13.45	0.970	
25	331	57	2000	5.17	59650	2.00	1193	1021	14.70	150	207.712	69066	21232	2.43	517	2.841	19.87	58.439	16.70	0.935	
26	352	79	1380	10.87	43910	2.00	878	761	19.71	150	207.707	48408	14681	2.82	419	1.813	30.58	57.696	21.71	0.871	
27	386	73	1420	10.56	48970	2.00	977	923	16.26	150	207.809	53510	1469	2.74	449	1.539	26.82	52.955	18.26	0.932	
28	311	61	1930	7.77	57980	2.00	1146	882	17.00	150	207.786	5351	1463	2.57	503	2.187	24.77	64.917	19.00	0.903	
29	309	58	1720	8.72	61200	2.00	1236	831	16.11	150	207.816	67408	20750	2.56	531	1.847	24.83	66.391	18.11	0.873	
30	325	51	3320	4.52	68520	2.00	1330	1121	13.88	150	207.706	7318	23772	2.35	539	2.861	17.89	59.316	15.88	0.937	
31	332	54	3100	4.84	62880	2.00	1258	1081	13.66	150	207.709	72968	22472	2.39	536	2.869	18.72	58.168	15.88	0.935	
32	325	51	2970	5.05	67540	2.00	1351	1120	13.96	150	207.734	72968	23736	2.38	565	2.651	18.44	60.293	15.39	0.925	
33	330	54	2720	5.51	64140	2.00	1283	1075	13.96	150	207.742	72960	22433	2.43	544	2.851	19.47	59.685	15.96	0.921	
34	318	56	2020	7.43	63870	2.00	1277	999	15.02	150	207.766	70436	21688	2.51	543	2.023	22.44	63.950	17.02	0.889	
35	303	56	2160	6.94	62930	2.00	1259	947	15.85	150	207.783	69944	21540	2.50	538	2.282	22.79	66.477	17.85	0.909	
36	320	53	2470	6.07	66190	2.00	1323	1080	14.16	150	207.767	74399	22823	2.44	557	2.331	20.23	62.453	16.16	0.910	
37	397	55	2810	5.98	66190	2.00	1324	1320	11.36	150	207.763	74399	22749	2.44	555	1.901	17.34	50.128	13.36	0.872	
38	298	53	3360	4.46	62530	2.00	1251	981	15.29	150	207.689	73437	22623	2.37	535	3.425	19.75	63.735	17.29	0.952	
39	368	69	1180	12.71	52830	2.00	1057	932	16.10	150	207.845	56860	17370	2.73	474	1.266	28.81	56.696	18.10	0.779	
40	340	56	1730	8.67	66590	2.00	1312	1082	13.86	150	207.824	71223	21873	2.53	553	1.599	22.53	60.622	15.96	0.839	
41	327	54	2170	6.91	66530	2.00	1333	1075	13.95	150	207.791	73699	22653	2.47	560	2.018	20.86	61.974	15.95	0.887	
42	336	82	1300	12.00	43060	2.00	861	695	21.60	150	207.841	46315	14228	2.81	415	1.440	36.60	61.997	23.60	0.818	
43	334	76	1220	12.30	46350	2.00	927	751	19.96	150	207.824	50321	15461	2.81	435	1.624	32.26	61.689	21.96	0.847	
44	305	52	9650	2.00	41990	2.00	830	990	15.16	150	207.141	72830	22425	2.00	449	9.752	17.16	41.929	17.16	0.983	
45	348	48	12300	2.00	42080	2.00	842	1271	11.80	150	207.030	82154	25216	2.00	504	9.677	13.80	33.106	13.80	0.972	
46	317	95	1040	14.42	35960	2.00	721	558	26.87	150	207.811	39441	12134	3.06	372	1.963	41.30	64.605	28.87	0.799	
47	15	306	920	18.30	35960	2.00	719	691	21.72	150	207.827	38959	11913	3.10	370	1.332	38.03	62.058	23.72	0.796	
48	314	97	1010	14.85	35340	2.00	707	541	27.71	150	207.812	38952	11895	3.09	367	1.866	42.58	65.290	29.71	0.879	
49	405	70	5670	2.65	36300	2.00	726	982	15.12	150	207.821	54855	14763	2.22	372	5.715	17.76	36.585	17.12	0.877	
50	340	53	10630	2.00	38700	2.00	769	1101	13.62	150	207.062	72757	22345	2.00	447	9.585	15.62	34.943	15.62	0.979	
51	400	72	5120	2.93	38980	2.00	740	959	15.64	150	207.373	53728	16425	2.29	376	5.337	18.57	38.549	17.64	0.975	
52	349	70	4760	3.15	38960	2.00	771	841	17.84	150	207.421	54070	16594	2.33	367	5.681	20.99	48.857	19.84	0.879	
53	385	67	4310	3.48	44160	2.00	883	1001	14.98	150	207.569	59242	17826	2.36	420	4.306	18.47	44.120	16.99	0.966	
54	342	64	4000	3.75	47510	2.00	950	924	16.24	150	207.560	60537	18589	2.38	442	4.329	19.99	51.423	18.24	0.967	
55	281	59	4450	3.37	49930	2.00	997	804	18.65	150	207.542	64255	1483	2.31	463	19822	2.31	61.962	20.56	0.978	
56	335	60	4390	3.42	50280	2.00	1006	964	15.96	150	207.548	64569	14934	2.31	469	4.555	18.98	52.168	17.56	0.969	
57	348	69	1380	10.87	51590	2.00	1031	871	17.22	150	207.821	56046	17202	2.71	466	1.584	28.09	59.184	19.22	0.840	
58	358	59	1630	9.20	61360	2.00	1227	1086	14.08	150	207.822	66675	20449	2.57	526	1.530	23.28	57.579	16.08	0.829	
59	394	65	1480	10.14	56840	2.00	1137	1088	13.79	150	207.825	61679	18664	2.64	498	1.360	23.92	52.242	15.79	0.879	
60	322	59	1390	10.79	61630	2.00	1233	950	15.79	150	207.844	66150	20344	2.60	529	1.463	26.58	64.861	17.79	0.819	
61	315	69	1290	11.63	50990	2.00	1020	776	19.33	150	207.810	55162	16979	2.73	464	1.663	30.96	65.723	21.33	0.852	
62	344	56	4430	3.39	55630	2.00	1117	1079	13.91	150	20										

Ech. MV64	Age Ma	Error Age	U ppm	Error U %	Th ppm	Error Th %	Pb ppm	Error Pb %	MPb	Th*(U) ppm	Error Th* ppm	U*(Th) ppm	Error U* %	UPb	Error UPb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr	
77	355	58	7700	2.00	41410	2.00	828	1053	207.245	66511	2.00	20403	2.00	7.314	16.25	39.337	16.25	0.981	
78	341	72	4980	3.01	36140	2.00	723	907	207.376	52368	2.31	16078	2.31	6.247	18.82	45.334	20.82	0.982	
79	344	65	5660	2.70	40510	2.00	810	1666	207.378	58620	2.22	1299	17967	6.175	19.36	44.994	18.66	0.980	
80	311	66	5130	2.92	40630	2.00	813	793	207.413	57297	2.27	1300	17636	6.469	21.84	51.235	20.92	0.983	
81	311	64	3110	4.82	50030	2.00	1001	835	207.651	60135	2.47	1488	18508	3.723	22.78	59.887	19.96	0.960	
82	309	56	2940	5.10	60370	2.00	1207	965	207.717	69921	2.42	1695	21623	3.045	20.64	62.533	17.64	0.942	
83	374	56	2950	5.08	61980	2.00	1240	1198	207.712	71610	2.41	1729	21938	2.466	17.63	51.818	14.54	0.915	
84	348	56	2850	5.26	61120	2.00	1222	1084	207.721	70406	2.43	1711	21609	2.865	18.97	55.858	15.71	0.924	
85	341	57	3510	4.53	57610	2.00	1152	1043	207.672	63859	2.40	1641	21001	3.174	18.92	55.246	16.36	0.945	
86	359	54	2610	5.75	42910	2.00	1296	1178	207.752	73421	2.43	1787	22515	2.215	18.48	55.084	14.73	0.900	
87	359	60	2900	5.17	56990	2.00	1126	1055	207.698	65747	2.46	1615	20162	2.749	19.39	53.590	16.22	0.931	
88	403	61	2410	6.22	58040	2.00	1161	1189	207.745	69525	2.51	1652	20149	2.517	18.84	48.816	14.62	0.886	
89	353	63	1350	11.11	58050	2.00	1161	986	207.840	62450	2.64	1650	19160	1.369	26.32	58.850	17.21	0.801	
90	304	45	11340	2.00	227	2.00	1015	1183	207.160	17563	2.00	1751	26963	9.586	14.68	42.884	14.68	0.976	
91	393	64	3820	3.93	48730	2.00	975	1075	207.582	61219	2.39	1465	18725	3.554	17.88	45.335	15.95	0.953	
92	315	56	1510	9.93	65160	2.00	1303	986	207.841	70068	2.56	1791	21559	1.531	25.15	66.087	17.21	0.830	
93	336	58	1500	10.00	63720	2.00	1274	1030	207.839	68603	2.57	1763	21075	1.457	24.57	61.885	16.57	0.817	
94	362	57	1680	8.93	65010	2.00	1300	1140	207.826	70489	2.54	1789	21612	1.474	22.09	57.049	15.16	0.818	
95	414	67	890	18.85	105	11.05	1167	1820	207.882	59654	2.73	1626	18217	0.805	30.43	51.335	15.57	0.620	
96	342	50	11630	2.00	40960	2.00	801	1188	207.033	77937	2.00	1559	23930	9.787	14.62	33.712	14.62	0.976	
97	339	50	10800	2.00	212	4.3960	2.00	880	1187	207.124	78504	2.00	1570	24110	2.00	482	37.069	14.64	0.976
98	401	102	980	15.31	34210	2.00	684	672	207.811	37416	3.14	1175	11437	1.459	37.64	50.940	24.34	0.822	
99	367	58	2690	5.58	59960	2.00	1199	1126	207.720	68737	2.46	1689	21067	2.389	18.90	53.245	15.32	0.912	
100	387	64	6740	2.23	38590	2.00	772	1048	207.732	60616	2.08	1262	18548	6.431	16.54	36.823	16.31	0.979	
101	317	57	6100	5.94	61090	2.00	1222	982	207.744	69444	2.46	1709	21364	2.616	21.11	62.185	17.27	0.926	
102	339	57	2530	5.93	60700	2.00	1214	1045	207.745	68938	2.47	1702	21172	2.427	20.29	58.103	16.36	0.915	
103	298	56	2800	5.36	59970	2.00	1199	919	207.722	69059	2.44	1686	21276	3.047	21.68	65.262	18.32	0.943	
104	302	53	3210	4.67	62400	2.00	1248	981	207.700	72982	2.38	1736	22441	3.271	19.96	63.630	17.29	0.948	
105	316	46	6500	2.31	63970	2.00	1279	1197	207.486	85096	2.08	1767	26182	5.429	14.84	53.433	14.53	0.871	
106	283	50	3900	3.85	62490	2.00	1289	974	207.659	77095	2.30	1775	23178	4.002	19.24	66.136	17.39	0.962	
107	377	39	13410	2.68	62490	2.00	1250	1788	207.178	106280	2.00	2126	32547	7.501	10.39	34.955	10.39	0.946	
108	344	51	3770	3.98	66080	2.00	1322	1202	207.673	83559	2.31	1810	24058	3.135	16.45	54.954	14.47	0.941	
109	332	44	10220	2.00	204	5640	2.00	1135	1332	207.260	89988	2.00	1800	27656	7.672	13.26	42.595	13.26	0.969
110	339	50	7660	2.00	153	52460	2.00	1049	1169	207.352	77390	2.00	1548	23769	6.553	14.83	44.868	14.83	0.976
111	335	39	14690	2.00	294	53900	2.00	1123	10423	207.084	104023	2.00	2080	31953	9.184	11.38	35.118	11.38	0.956
112	363	52	4720	3.18	60380	2.00	1248	1228	207.583	75776	2.24	1697	23231	3.844	15.39	49.174	14.22	0.955	
113	310	38	13890	2.00	278	62340	2.00	1205	1161	107367	107367	2.00	661	9.365	12.11	41.963	12.11	0.962	
114	354	38	15040	2.00	301	61520	2.00	1230	1743	105425	105425	2.00	678	8.629	10.61	35.296	10.61	0.949	
115	345	38	15390	2.00	308	56590	2.00	1132	1637	207.065	110620	2.00	2134	32763	9.400	11.16	34.563	11.16	0.955
116	376	47	9630	2.00	197	53730	2.00	1075	1438	207.262	89626	2.00	1717	26286	6.835	12.43	37.361	12.43	0.965
117	321	41	3970	3.78	86720	2.00	1734	1427	207.726	99628	2.23	2222	30641	2.23	7853	14.29	60.786	12.51	0.925
118	316	50	6540	2.09	57100	2.00	1142	1103	207.451	78356	2.08	1630	24108	5.929	15.89	51.763	15.89	0.976	
119	328	54	7280	2.06	47670	2.00	951	1043	207.332	71264	2.02	1439	21902	6.979	16.44	45.601	16.38	0.980	
120	331	40	16000	2.00	320	48170	2.00	963	1475	206.968	100233	2.00	2005	30804	12.17	32.649	12.17	0.963	
121	326	39	17640	2.00	353	46760	2.00	935	1508	206.908	104136	2.00	2083	32016	11.699	11.95	31.011	11.95	0.961
122	343	41	15650	2.00	313	48280	2.00	966	1513	206.979	99249	2.00	1985	30474	10.342	11.91	31.905	11.91	0.961
123	316	39	18020	2.00	360	44530	2.00	897	1451	206.876	103398	2.00	2068	31813	12.422	12.34	30.904	12.34	0.964
124	333	39	18140	2.00	363	43960	2.00	879	1526	206.863	103997	2.00	2060	31647	11.887	11.83	28.807	11.83	0.960
125	409	66	3530	4.25	48150	2.00	963	1091	207.602	59705	2.44	1454	19240	3.236	18.00	44.134	15.75	0.945	
126	356	36	20680	2.00	417	46520	2.00	936	1717	206.827	114625	2.00	2297	35274	12.146	10.73	27.321	10.73	0.950
127	347	36	20630	2.00	411	47580	2.00	952	1767	206.841	114465	2.00	2289	35134	11.621	10.49	28.933	10.49	0.947
128	370	38	19510	2.00	390	48710	2.00	934	1817	206.856	110393	2.00	2268	33822	10.736	10.25	25.703	10.25	0.945
129	322	41	15060	2.00	301	47980	2.00	952	1385	206.992	96553	2.00	1931	26962	12.883	12.83	34.362	12.83	0.967
130	331	51	7120	2.11	52980	2.00	1058	1121	207.386	76057	2.03	1546	23375	6.353	15.49	47.189	15.38	0.977	
131	300	44	11030	2.00	221	52050	2.00	1041	1172	207.186	78557	2.00	1757	27064	9.409	14.80	44.403	14.80	0.976
132	337	42	13480	2.00	270	53390	2.00	1068	1604	207.100	97383	2.00	1948	29839	8.402	11.35	33.277	11.35	0.956
133	321	38	16220	2.00	324	53610	2.00	1072	1518	207.014	106349	2.00	2127	32708	10.684	11.88	35.314	11.88	0.961
134	312	40	15080	2.00	302	51960	2.00	1031	1396	207.030	100560	2.00	2011	30948	10.880	12.74	36.928	12.74	0.967
135	313	39	15480	2.00	310	52570	2.00	1045	1429	207.024	102573	2.00	2051	31565	10.836	12.50	36.590	12.50	0.965
136	315	42	10810	2.00	216	59330	2.00	1191	1328	207.257	94683	2.00	1893	29127	8.140	13.30	44.827	13.30	0.970
137	327	41	11180	2.00	224	60020	2.00	1200	1405	207.245	96399	2.00	1928	29630	7.956	12.67	42.712	12.67	0.963
138	359	47	6550	2.29	150	64530	2.00	1291	1376	207.495	89899	2.07	1780	26339	4.762	13.19	46.912	12.90	0.966
139	315	39	15140	2.00	303	54760	2.00	1095	1459	207.105	103066	2.00	2079	31969	10.380	12.28	37.545	12.28	0.964
140	388	41	12810	2.00	256	59340	2.00	1187	1751	207.175	101205	2.00	2024	30967	7.315	10.57	33.887	10.57	0.948
141	374	45	10810	2.00	216	47870	2.00	957	1387	207.154	83161	2.00	1663	25473	7.795	12.72	34.520	12.72	0.967
142	287	48	10950	2.00	219	49940	2.00	999	1092	207.170	85453	2							

Ech. MVG4	Age Ma	Error Age Ma	U ppm	Error U %	Error U ppm	Th ppm	Error Th %	Error Th ppm	Pb ppm	Error Pb %	Error Pb ppm	MPb	Tn*(U) ppm	Error Tn* ppm	Th* %	U*(Th) ppm	Error U* %	Error U* ppm	U/Pb	Error U/Pb %	Th/Pb	Error Th/Pb %	Corr
153	339	57	2100	7.14	62060	2.00	1241	1042	14.39	150	207.785	68897	2.51	1730	21161	2.51	2.014	21.53	21.53	59.531	16.39	0.987	
154	350	59	1660	9.04	51080	2.00	1222	1039	14.44	150	207.819	66489	2.57	1710	20405	2.57	1.598	23.48	23.48	58.802	16.44	0.940	
155	354	70	1270	11.81	51830	2.00	1037	887	16.92	150	207.834	55970	2.73	1526	17170	2.73	1.432	28.73	28.73	58.451	18.92	0.814	
156	376	81	980	15.31	44780	2.00	896	807	18.58	150	207.848	47980	2.89	1385	14694	2.89	1.214	33.89	33.89	55.480	20.58	0.767	
157	395	84	1120	13.39	42630	2.00	853	818	18.35	150	207.824	46292	2.90	1343	14157	2.90	1.370	31.74	31.74	52.138	20.35	0.803	
158	339	64	1700	8.82	55540	2.00	1111	925	16.22	150	207.801	61075	2.62	1599	18758	2.62	1.838	25.04	25.04	60.045	18.22	0.872	
159	323	58	1550	9.68	62310	2.00	1246	970	15.46	150	207.832	67350	2.57	1734	20711	2.57	1.897	25.14	25.14	64.214	17.46	0.841	
160	345	57	1750	8.57	64320	2.00	1266	1080	13.89	150	207.819	70021	2.53	1775	21496	2.53	1.621	22.46	22.46	59.569	15.89	0.842	
161	335	91	790	18.99	39060	2.00	781	624	24.04	150	207.857	41631	3.05	1269	12790	3.05	1.266	43.02	43.02	62.591	26.04	0.765	
162	352	90	800	18.75	39520	2.00	796	668	22.47	150	207.858	42427	3.03	1285	13018	3.03	1.198	41.22	41.22	59.650	24.47	0.762	
163	354	65	4880	3.07	42850	2.00	857	927	16.18	150	207.452	58757	2.29	1346	18026	2.29	4.163	19.25	19.25	46.209	18.18	0.975	
164	312	51	8940	2.00	46720	2.00	934	1054	14.24	150	207.233	75769	2.00	1515	23318	2.00	4.466	16.24	16.24	44.346	16.24	0.981	
165	342	51	8790	2.00	46910	2.00	938	1150	13.04	150	207.242	75535	2.00	1511	23185	2.00	4.664	15.04	15.04	40.794	15.04	0.977	
166	340	52	8170	2.00	47900	2.00	958	1130	13.28	150	207.284	74504	2.00	1490	22860	2.00	4.588	15.28	15.28	42.393	15.28	0.978	
167	353	62	1380	10.87	58930	2.00	1179	1001	14.98	150	207.839	63428	2.63	1668	19460	2.63	1.378	25.85	25.85	58.864	16.98	0.802	
168	385	57	1450	10.34	66580	2.00	1332	1227	12.22	150	207.848	71318	2.55	1822	21828	2.55	1.181	22.57	22.57	54.246	14.22	0.753	
169	352	66	1240	12.10	55190	2.00	1104	932	16.09	150	207.845	59231	2.69	1593	18174	2.69	1.330	28.19	28.19	59.197	18.09	0.793	
170	323	68	1370	10.95	51880	2.00	1038	812	18.48	150	207.824	56335	2.71	1525	17324	2.71	1.469	1.688	29.43	63.930	20.48	0.855	
171	338	68	1180	12.71	53160	2.00	1063	862	17.41	150	207.846	57002	2.72	1552	17508	2.72	1.369	30.12	30.12	61.691	19.41	0.802	
172	337	62	1290	11.63	59330	2.00	1187	956	15.68	150	207.849	63529	2.64	1675	19515	2.64	1.349	27.31	27.31	62.035	17.68	0.797	
173	330	64	1400	10.71	55750	2.00	1115	888	16.89	150	207.831	60305	2.66	1603	18535	2.66	1.577	27.61	27.61	62.788	18.89	0.839	
174	350	67	1300	11.54	53770	2.00	1075	908	16.53	150	207.835	58006	2.70	1564	17801	2.70	1.432	28.06	28.06	59.237	18.53	0.814	
175	370	83	770	19.48	43710	2.00	874	765	19.60	150	207.872	46223	2.95	1364	14163	2.95	1.006	39.08	39.08	57.111	21.60	0.706	
176	413	108	270	55.56	34570	2.00	691	656	22.85	150	207.928	35454	3.34	1183	10827	3.34	0.411	78.41	78.41	52.681	24.85	0.379	
177	348	64	1220	12.30	57560	2.00	1151	957	15.67	150	207.852	61525	2.67	1640	18883	2.67	1.275	27.97	27.97	60.138	17.67	0.780	
178	355	50	1950	7.69	75980	2.00	1508	1298	11.56	150	207.826	81737	2.44	1997	25073	2.44	1.503	19.25	19.25	58.087	13.56	0.820	
179	332	52	5770	2.60	56770	2.00	1123	1111	13.50	150	207.491	74947	2.15	1612	23030	2.15	4.495	16.10	16.10	50.558	15.50	0.971	
180	339	55	2320	6.47	69770	2.00	1279	1033	13.85	150	207.772	71524	2.47	1768	21967	2.47	5.543	20.32	20.32	59.081	15.85	0.807	
181	352	46	5590	2.68	68560	2.00	1379	1389	10.86	150	207.572	87168	2.14	1868	26746	2.14	4.085	13.64	13.64	50.381	12.96	0.856	
182	335	47	5310	2.82	67680	2.00	1354	1289	11.82	150	207.583	84973	2.17	1842	26107	2.17	5.566	14.65	14.65	53.348	13.82	0.959	

ANNEXE 3

PALEOSOME

BIOTITE

N° Ech	MVG6-grtc	404	MVG6-grtp	44	46
SiO2	35,277	35,354	35,7	34,92	35,215
Al2O3	17,443	18,501	17,895	17,097	17,489
TiO2	4,861	3,061	4,735	5,491	5,454
FeO	20,499	18,892	18,308	17,883	15,276
MgO	8,45	10,535	10,819	10,655	11,419
CaO	0,014	0,015	0,017	0,048	0,001
MnO	0,041	0,014	0,039	0,019	0,015
Cr2O3	0,069	0	0	0	0
K2O	10,28	9,467	8,873	9,091	9,223
Na2O	0,141	0,106	0,431	0,399	0,322
Total	97,075	95,95	96,817	139,60	140,41
Si	2,67092513	2,66896522	2,65801612	2,64122195	2,66093666
Al	1,55665949	1,64627329	1,57044767	1,52423857	1,55766548
Ti	0,27679046	0,17378933	0,26513362	0,31234714	0,30993984
Fe	1,29801041	1,19277279	1,14000231	1,13121843	0,96536584
Mg	0,95370967	1,18557301	1,20078685	1,20136098	1,28624685
Ca	0,00113577	0,00121336	0,00135623	0,00389015	8,0966E-05
Mn	0,00262945	0,00089525	0,0024596	0,00121729	0,00096008
Cr	0,00412892	0	0	0	0
K	0,99510184	0,91373672	0,84462556	0,87911698	0,89101168
Na	0,02069997	0,0155164	0,06222248	0,05851729	0,04717841
Total	7,77979112	7,79873537	7,74505044	7,75312876	7,71938581
XFe	0,57645283	0,50151361	0,48701623	0,48496459	0,42874418
(*Al*)	1,32907487	1,33103478	1,34198388	1,35877805	1,33906334
AlIV	1,32907487	1,33103478	1,34198388	1,35877805	1,33906334
AlVI	0,22758462	0,31523851	0,2284638	0,16546052	0,21860214

GRENAT

N° Ech	MVG6-grtc	404	MVG6-grtp
FeO	36,087	37,469	36,018
Na2O	0	0	0,007
K2O	0	0,007	0,017
MnO	0,62	0,879	2,1
SiO2	36,901	36,319	36,537
CaO	0,642	0,597	0,693
Cr2O3	0	0	
Al2O3	21,549	21,315	21,706
TiO2	0,022	0,022	0,032
MgO	4,793	3,749	4,316
Somme	100,616	100,361	10142,6
Si4+	2,92728857	2,91226472	2,8868752
Ti4+	0,00131263	0,00132682	0,00190168
Al3+	2,01458045	2,01424547	2,02118011
Fe3+	0,12821715	0,15928744	0,20405178
Cr3+	0	0	0
Mg2+	0,56683898	0,44816433	0,5083952
Fe2+	2,26554686	2,35301674	2,17562443
Mn2+	0,04165411	0,05969316	0,14052486
Ca2+	0,05456125	0,05128534	0,05866111
somme5	2,9286012	2,91215957	2,88320559
Almandin	75,5182285	78,4338913	72,5208142
pyrope	18,8946327	14,9388109	16,9465065
spessartite	1,38847024	1,98977205	4,68416197
grossulaire	1,81870849	1,70951125	1,95537034

CORDIERITE

39

40

FeO	9,916	9,656	9,788	9,868	9,863	9,993	9,884	9,828	10,239	9,897
Na2O	0,156	0,169	0,141	0,168	0,159	0,182	0,212	0,179	0,179	0,198
K2O										
MnO	0,07	0,04	0,058	0,065	0,037	0,088	0,058	0,056	0,084	0,085
SiO2	47,791	48,243	47,699	48,415	48,273	48,358	48,242	48,814	47,688	47,917
CaO										
Cr2O3										
Al2O3	32,78	33,012	32,919	33,059	32,974	33,091	32,984	33,145	32,842	32,939
TiO2										
MgO	7,335	7,323	7,366	7,339	7,351	7,305	7,3	7,405	7,127	7,195
somme	9804,8	9844,3	9797,1	9891,4	9865,7	9901,7	9868	9942,7	9815,9	9823,1
SiO2	79,5456059	80,2979361	79,3924767	80,584221	80,3478695	80,4893475	80,2962716	81,2483356	79,3741678	79,7553262
Al2O3	32,1498627	32,3774029	32,2861907	32,4234994	32,3401334	32,4548843	32,3499412	32,5078462	32,2106709	32,3058062
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	18,2009926	18,1712159	18,2779156	18,2109181	18,2406948	18,1265509	18,1141439	18,3746898	17,6848635	17,853598
FeO	13,8009743	13,4391093	13,6228253	13,7341684	13,7272095	13,908142	13,756437	13,6784969	14,2505219	13,7745303
MnO	0,09867494	0,05638568	0,08175923	0,09162673	0,05215675	0,12404849	0,08175923	0,07893995	0,11840992	0,11981957
CaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na2O	0,25169409	0,2726686	0,22749274	0,27105518	0,25653437	0,29364311	0,34204582	0,28880284	0,28880284	0,31945789
Si4+	159,091212	160,595872	158,784953	161,168442	160,695739	160,978695	160,592543	162,496671	158,748336	159,510652
Al3+	96,4495881	97,1322087	96,858572	97,2704982	97,0204002	97,3646528	97,0498235	97,5235386	96,6320126	96,9174186
Ti4+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg2+	18,2009926	18,1712159	18,2779156	18,2109181	18,2406948	18,1265509	18,1141439	18,3746898	17,6848635	17,853598
Fe2+	13,8009743	13,4391093	13,6228253	13,7341684	13,7272095	13,908142	13,756437	13,6784969	14,2505219	13,7745303
Mn2+	0,09867494	0,05638568	0,08175923	0,09162673	0,05215675	0,12404849	0,08175923	0,07893995	0,11840992	0,11981957
Ca2+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na+	0,50338819	0,54533721	0,45498548	0,54211036	0,51306873	0,58728622	0,68409164	0,57760568	0,57760568	0,63891578
somme2	288,14483	289,940129	288,081011	291,017764	290,249269	291,089375	290,278799	292,729942	288,011749	288,814935
facteur	0,06246859	0,06208178	0,06248242	0,06185189	0,06201566	0,06183668	0,06200935	0,06149012	0,06249745	0,06232365
cations normalisés à 18 Oxygènes										
Si4+	4,9691015	4,985039	4,96063442	4,98428673	4,98282616	4,97719387	4,97911972	4,99597011	4,96068311	4,97064279
Al3+	4,01671291	4,02009377	4,03463894	4,01090972	4,01118944	4,01380446	4,01199773	3,99782289	4,02616961	4,02683131
Mg2+	1,13699026	1,12810147	1,14204848	1,12637978	1,13120873	1,12088569	1,12324631	1,12986193	1,10525888	1,11270134
Fe2+	0,86212734	0,83432386	0,85118715	0,84948433	0,85130196	0,8600333	0,85302774	0,84109245	0,89062129	0,85847896
Mn2+	0,00616408	0,00350052	0,00510852	0,00566729	0,00323454	0,00767075	0,00506984	0,00485403	0,00740032	0,00746759
Na+	0,0628919	0,06771101	0,05685719	0,06706111	0,06363659	0,07263166	0,08484016	0,07103409	0,07219776	0,07963912
somme3	11,053988	11,0387696	11,0504747	11,043789	11,0433974	11,0522197	11,0573015	11,0406355	11,062331	11,0557611

PALEOSOME

Kfs

SiO2	64,964	63,975	64,41	64,161	64,529	64,209	63,789	63,905	62,837	63,907
Al2O3	19,431	19,397	19,404	19,474	19,557	19,314	19,18	19,072	18,773	19,17
CaO	0,084	0,098	0,095	0,105	0,215	0,095	0,143	0,104	0,048	0,165
Na2O	2,872	2,142	2,128	2,906	3,104	2,254	2,29	2,502	1,179	2,72
K2O	12,373	13,473	13,185	12,394	11,664	13,156	13,142	12,764	14,889	12,398
total	99,724	99,085	99,222	99,04	99,069	99,028	98,544	98,347	97,726	98,36
Si	2,96906112	2,95815264	2,9665744	2,95704489	2,96160285	2,96512598	2,96282455	2,96883784	2,96487696	2,9651344
Al	1,04657806	1,0569999	1,0532302	1,05772325	1,05780158	1,05111338	1,049878	1,04418625	1,04389065	1,04820966
sommeSiAl	4,01563918	4,01515254	4,0198046	4,01476815	4,01940444	4,01623935	4,01270256	4,01302409	4,00876761	4,01334406
Ca	0,00411289	0,00485465	0,00468757	0,00518439	0,01057139	0,00469994	0,00711571	0,00517615	0,00242636	0,00820166
Na	0,25447151	0,1920163	0,19001239	0,25965145	0,27618618	0,20179458	0,20620727	0,22534467	0,10784832	0,24466576
K	0,72132405	0,79466413	0,77462426	0,72863043	0,68285487	0,7749615	0,77862908	0,75639291	0,89611919	0,73376434
sommeCaNaK	0,97990845	0,99153509	0,96932422	0,99346627	0,96961245	0,98145602	0,99195206	0,98691373	1,00639387	0,98663176
%Albite	25,9689064	19,3655578	19,6025628	26,1359099	28,4841827	20,5607361	20,7880277	22,8332693	10,7163133	24,7980831
%anorthite	0,41972234	0,4896099	0,48359122	0,52184904	1,09027005	0,47887473	0,71734391	0,52447852	0,241094	0,83127883
%orthose	73,6113712	80,1448323	79,913846	73,342241	70,4255472	78,9603892	78,4946283	76,6422522	89,0425927	74,3706381

1PLAGIOCLASE	Périphérie	Intermédiaire	Cœur	Intermédiaire	Périphérie
SiO2	63,107	63,498	63,438	63,181	63,157
Al2O3	23,196	23,207	23,126	23,039	23,137
CaO	4,036	3,9	3,775	3,889	3,943
Na2O	9,177	9,524	9,558	9,49	9,314
K2O	0,295	0,361	0,365	0,379	0,303
total	99,811	100,49	100,262	99,978	99,854
Si	2,79502764	2,79633435	2,79926398	2,79722175	2,79671616
Al	1,21074244	1,20442052	1,20261049	1,20208207	1,20743577
sommeSiAl	4,00577008	4,00075487	4,00187447	3,99930381	4,00415193
Ca	0,19150568	0,18399905	0,17845686	0,18445918	0,1870577
Na	0,78798446	0,81312401	0,81765434	0,81454477	0,7995976
K	0,01666632	0,02027894	0,02054453	0,02140369	0,01711506
sommeCaNaK	0,99615645	1,017402	1,01665574	1,02040764	1,00377036
%Albite	79,1024802	79,9216053	80,4258821	79,8254289	79,6594147
%anorthite	19,2244577	18,0851864	17,5533226	18,0770085	18,6355076
%orthose	1,67306207	1,99320828	2,02079538	2,09756258	1,7050777

101Gran2	106Gran2	59Gran2	60Gran2
62,521	63,051	73,529	62,765
22,896	23,263	15,457	23,011
4,011	3,982	0,494	3,94
8,724	8,835	6,844	8,802
0,219	0,171	0,675	0,231
98,371	99,302	96,999	98,749
2,80347853	2,7997086	3,2324687	2,80344391
1,20993218	1,21735338	0,80081273	1,21126711
4,01341071	4,01706198	4,03328143	4,01471102
0,19268411	0,18942794	0,02326615	0,18853521
0,75839476	0,76056398	0,58330274	0,76219141
0,01252635	0,00968559	0,03785197	0,0131612
0,96360522	0,95967751	0,64442086	0,96388782
78,7038869	79,252038	90,515807	79,0747009
19,9961671	19,7387075	3,61039689	19,559871
1,29994599	1,00925443	5,87379613	1,36542812

Thermomètre Grt/Crd

THOMPSON		A	B						
1984		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)		
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	1003,1222	730,122202	Pour 4,5Kbar	
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	987,711549	714,711549		
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)	Pour 3Kbar	
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	994,776903	721,776903		
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	979,494456	706,494456		
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)				
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	1011,4675	738,467501	Pour 6Kbar	
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	995,928642	722,928642		
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)				
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	1022,59457	749,594567	Pour 8Kbar	
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	1006,88477	733,884766		

THOMPSON (1976)		A	B	KD			
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	978,086304	705,086304
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	963,06027	690,06027

HOLDAWAY & LEE		A	B	KD			
1977		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)
N°Ech.		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	975,095389	702,095389
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	962,202283	689,202283
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)	T(K)	T(°c)
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	968,067028	695,067028
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	955,266854	682,266854
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)		
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	982,12375	709,12375
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	969,137712	696,137712
		Xfe/(1-Xfe)Grt	Xfe/(1-Xfe)Crc	A/B	LN(A/B)		
41 et 39		5,33390691	0,80580333	6,61936568	1,88999955	991,494898	718,494898
41 et 40		5,33390691	0,77152685	6,913443	1,93346778	978,384951	705,384951

LEUCOSOME

BIOTITE		GRENAT													
N° Ech		60	68	75	53	54	55	56	57	58	59	80	81	82	84
SiO2		34,775	35,566	35,631	36,208	36,598	36,206	36,305	36,059	36,202	37,174	34,493	34,249	34,413	34,011
Al2O3		19,622	17,459	17,439	0,014	0,019	0	0	0,003	0	0,007	0,022	0,036	0,022	0,027
TiO2		1,047	6,057	5,925	0	0,004	0,002	0	0	0,005	0,003	0	0,003	0,002	0
FeO		22,474	18,832	19,335	1,42	1,495	1,351	1,415	1,321	1,359	1,57	1,555	1,577	1,561	1,495
MgO		8,536	8,738	9,035	37,582	37,425	37,537	37,639	37,744	37,548	37,592	37,867	37,792	37,762	37,912
CaO		0,006	0,001	0,001	0,877	0,866	0,889	0,866	0,861	0,869	0,854	0,654	0,644	0,744	0,74
MnO		0,084	0,073	0,078	0,026	0,023	0,014	0,034	0,077	0,018	0,036	0,007	0,031	0,017	0
Cr2O3		0,024	0,056	0,055	21,789	21,591	21,604	21,617	21,733	21,656	21,772	21,836	21,591	21,7	21,851
K2O		10,072	10,22	10,34	0,053	0,021	0	0,023	0,021	0,016	0,055	0,009	0,016	0,02	0,037
Na2O		0,054	0,121	0,122	4,34	4,007	4,381	4,18	4,375	4,36	3,592	5,48	5,474	5,415	5,601
Total		96,694	97,123	97,961	102,3	102,04	101,98	102,07	102,19	102,03	10,65	101,92	101,41	101,65	101,67
Si		2,65763119	2,66746161	2,65711433	2,94077806	2,94348087	2,94656866	2,95571903	2,9558389	2,94621791	2,94776966	2,95013198	2,9590888	2,95082676	2,95632788
Al		1,76755614	1,54342273	1,53287302	0,00311925	0,00124225	0	0,00135845	0,00123693	0,00094426	0,00324379	0,00052737	0,00094226	0,00117547	0,00217005
Ti		0,06017688	0,34164585	0,33229669	2,00932299	2,00125421	1,99857876	2,00055542	2,00577682	2,00256394	2,0119933	2,00485849	1,99232861	1,9983822	2,0080629
Fe		1,43642641	1,18123153	1,20587374	0,1033979	0,1111679	0,10761541	0,08317895	0,07576006	0,10249564	0,08511243	0,09671455	0,09145481	0,10009543	0,07902301
Mg		0,97245919	0,9769326	1,00438402	0,00160832	0,00143002	0,00086876	0,00211067	0,00476694	0,00111652	0,0022316	0,00043112	0,00191883	0,00105016	0
Ca		0,00049133	8,0363E-05	7,9905E-05	0,50628722	0,46983312	0,51269034	0,48935748	0,51078222	0,5100226	0,419913	0,63648179	0,63898078	0,6308296	0,65112797
Ce		0,00543773	0,00463764	0,00492706	2,26573841	2,29574244	2,26890038	2,30075744	2,28553178	2,27277867	2,35236475	2,15034543	2,15092498	2,14851599	2,13865482
Mn		0,00144963	0,00331947	0,00324162	0,0941043	0,09958166	0,08981546	0,09410664	0,08761418	0,09031009	0,10426451	0,10260055	0,10457516	0,10330715	0,09873152
K		0,98411904	0,97998267	0,98584154	0,07351972	0,07296914	0,07476196	0,07285593	0,0722367	0,07304992	0,07174273	0,05458587	0,05402141	0,06228502	0,06182008
Na		0,00800206	0,01759662	0,01764098	2,93964966	2,93812635	2,94616814	2,95707748	2,95616488	2,94616128	2,94828499	2,94401364	2,94850233	2,94493776	2,9503344
Total		7,8937496	7,71631108	7,74427292											
XFe		0,59630329	0,54733165	0,54558059											
(*Al ^{iv})		1,34236881	1,33253839	1,34288567	75,5246138	76,524748	75,6300127	76,6919146	76,1843925	75,7592889	78,4121585	71,6781811	71,6974992	71,6171997	71,2884941
AlIV		1,34236881	1,33253839	1,34288567	16,8762408	15,661104	17,0896781	16,311916	17,026074	17,0007534	13,9970999	21,2160596	21,2993592	21,0276534	21,7042658
AlVI		0,42518733	0,21088434	0,18998736	3,13680983	3,31938851	2,99384864	3,13688788	2,92047262	3,01033618	3,47548365	3,42001826	3,48583881	3,44357157	3,29105076
					2,4506575	2,43230462	2,49206537	2,42853086	2,40789005	2,43499737	2,39142435	1,8195289	1,80071364	2,0761672	2,06066923

LEUCOSOME

PLAGIOC.										
N° Ech	61	62	63	64	65	66	67	73	74	83
SiO2	62,112	62,883	62,37	62,275	61,957	62,097	62,885	62,456	62,63	61,905
Al2O3	24,175	23,755	24,092	23,705	23,994	23,901	24,117	24,205	23,948	24,12
CaO	5,053	4,71	4,951	4,613	4,642	4,874	4,915	5,069	4,811	4,967
Na2O	8,693	8,796	9,001	8,603	8,953	8,735	8,86	8,615	8,871	8,471
K2O	0,562	0,573	0,238	0,603	0,536	0,483	0,406	0,734	0,626	0,543
total	100,595	100,717	100,652	99,999	100,082	100,09	101,183	101,079	100,886	100,006
Si	2,74289084	2,76870173	2,74894416	2,76295298	2,7487129	2,75310672	2,75636431	2,7460725	2,75680542	2,7463426
Al	1,25814178	1,2326167	1,25139127	1,23945228	1,25450312	1,2488164	1,24578451	1,25421795	1,24229016	1,26106183
sommeSiAl	4,00103262	4,00131843	4,00033543	4,00240525	4,00321602	4,00192312	4,00214882	4,00029045	3,99909558	4,00740443
Ca	0,23905852	0,22217017	0,23377874	0,21926289	0,22063076	0,23150473	0,23079957	0,23877126	0,22687204	0,23607232
Na	0,74423662	0,75082113	0,76911146	0,75717943	0,77004469	0,750799	0,75289016	0,73434723	0,75701525	0,72857122
K	0,03165763	0,03218152	0,01338062	0,03412605	0,03033282	0,02731546	0,02269993	0,0411664	0,03514852	0,03072825
sommeCaNaK	1,01495277	1,00517282	1,01627082	1,01056837	1,02100827	1,00961919	1,00638966	1,01428489	1,01903581	0,99537179
%Albite	73,3272173	74,6957256	75,679774	74,926096	75,420025	74,3645726	74,8109989	72,4004902	74,287404	73,1958882
%anorthite	23,5536596	22,1026837	23,003587	21,696987	21,6091057	22,9299059	22,93342	23,5408471	22,2634021	23,716999
%orthose	3,11912306	3,20159078	1,31663893	3,37691698	2,9708693	2,70552142	2,25558104	4,05866264	3,44919387	3,08711283

KfS				
N° Ech	69	70	71	72
SiO2	64,213	64,3	64,15	64,233
Al2O3	19,081	18,945	19,148	19,127
CaO	0,077	0,099	0,09	0,089
Na2O	1,766	1,682	1,668	2,63
K2O	15,007	15,634	15,673	14,676
total	100,144	100,66	100,729	100,755
Si	2,96045158	2,95976126	2,95182889	2,94845009
Al	1,03673134	1,02777096	1,03836019	1,03469542
sommeSiAl	3,99718292	3,98747086	3,99018908	3,98314551
Ca	0,00380319	0,00488206	0,00443669	0,00437671
Na	0,15784617	0,15009978	0,14879862	0,23404516
K	0,88254712	0,91796227	0,91993188	0,85931481
sommeCaNaK	1,04419648	1,07294411	1,07316719	1,09773668
%Albite	15,1165201	13,9895244	13,865372	21,3207018
%anorthite	0,36422137	0,45501501	0,41342007	0,39870284
%orthose	84,5192585	85,5554606	85,7212079	78,2805954

LEUCOSOME

CORDIERITE		76	77	78	79
N° Ech					
FeO	9,469	9,26	9,336	9,274	
Na2O	0,219	0,203	0,209	0,252	
K2O	0,003	0	0,002	0,004	
MnO	0,125	0,143	0,107	0,13	
SiO2	48,634	48,256	48,097	48,466	
CaO	0,006	0,005	0,01	0,004	
Cr2O3	0	0,005	0,015	0,001	
Al2O3	33,225	33,049	33,109	33,166	
TiO2	0,015	0	0,004	0	
MgO	7,699	7,595	7,669	7,791	
somme	9939,5	9851,6	9855,8	9908,8	
SiO2	80,948735	80,3195739	80,0549268	80,6691079	
Al2O3	32,5863084	32,4136916	32,4725383	32,5284425	
TiO2	0,01877817	0	0,00500751	0	
MgO	19,1042184	18,8461538	19,0297767	19,3325062	
FeO	13,1788448	12,887961	12,993737	12,9074461	
MnO	0,17620524	0,2015788	0,15083169	0,18325345	
CaO	0,010699	0,00891583	0,01783167	0,00713267	
Na2O	0,35333979	0,32752501	0,33720555	0,40658277	
Si4+	161,88747	160,639148	160,109854	161,338216	
Al3+	97,7589251	97,2410749	97,4176148	97,5853276	
Ti4+	0,03755633	0	0,01001502	0	
Mg2+	19,1042184	18,8461538	19,0297767	19,3325062	
Fe2+	13,1788448	12,887961	12,993737	12,9074461	
Mn2+	0,17620524	0,2015788	0,15083169	0,18325345	
Ca2+	0,010699	0,00891583	0,01783167	0,00713267	
Na+	0,70667957	0,65505002	0,6744111	0,81316554	
somme2	292,870598	290,479882	290,404071	292,167047	
facteur	0,06146059	0,06196643	0,0619826	0,06160859	
cations normalisés à 18 Oxygènes					
Si4+	4,97515708	4,9771169	4,96201267	4,96991004	
Al3+	4,00554753	4,01712122	4,02546483	4,008063	
Mg2+	1,17415655	1,16782879	1,17951508	1,19104846	
Fe2+	0,80997959	0,79862088	0,80538563	0,79520956	
Mn2+	0,01082988	0,01249112	0,00934894	0,01128999	
Na+	0,08686589	0,08118222	0,08360351	0,10019597	
somme3	11,0625363	11,0543611	11,0653307	11,075717	

ANNEXE 4

Station	Grav.	Dérive(mgal/h)	temp(h)	gor-dérive	gmes(CGF65)	lat(rad)	ghéo(Hayford)	Ylb2(m)	Ylb2(m)	Z(m)	simple 2.6 (m)	CT167_2.3	CTterr2.6(m)	CT167_2.6	CTterr2.6(mili)	Boug complète 2.6 (mGal)
1.	5855.733	0.0394	12.467	5855.733	980601.170	0.8021774	980716.1644	58675.73	2106809	430.11	-29.118597	1.06747	1.20670522	0.178		-27.73389243
2.	5764.757	0.0394	13.450	5764.718	980510.155	0.79807944	980700.146	57346.1	2087123	778.2	-34.615357	0.510755	0.57737522	0.054		-33.98398174
3.	5765.93	0.0394	14.133	5765.864	980511.301	0.79807944	980700.1586	57273.5	2087141	766	-35.9176872	0.438652	0.49586748	0		-35.42179969
4.	5773.089	0.0394	14.367	5773.014	980518.451	0.7980712	980700.1034	57122.8	2087078	736	-34.702057	0.356274	0.40274452	0.015		-34.28476251
5.	5779.061	0.0394	14.567	5779.000	980524.437	0.7991924	980700.7301	57122.8	2087852	712	-34.1349694	0.36814	0.41615826	0.004		-33.71481117
6.	5780.261	0.0394	14.817	5780.168	980525.605	0.79919386	980700.7377	57001.6	2087867	710	-33.3736603	0.274463	0.31026252	0.03		-33.03339779
7.	5773.329	0.0394	15.217	5773.221	980518.658	0.7990332	980699.7524	5711.49	2086649	737	-33.9453598	0.30933	0.34967739	0.016		-33.57968238
8.	5756.023	0.0388	7.267	5756.023	980500.786	0.79911289	980699.319	57444.6	2087332	824	-35.0130255	0.584705	0.68097087	0.024		-34.32805461
9.	5751.935	0.0388	7.650	5751.883	980496.646	0.79807023	980700.0984	575657	2087055	845	-34.7394251	0.627702	0.70957617	0.055		-33.97484891
10.	5754.334	0.0388	7.783	5754.277	980499.040	0.79902126	980699.8452	576795	2086741	836	-33.8893335	0.530427	0.59961313	0.018		-33.27172036
11.	5752.959	0.0388	8.083	5752.907	980497.653	0.79911629	980700.3366	57723.7	2087340	845	-33.9704009	0.595438	0.67310383	0.044		-33.25329712
12.	5761.703	0.0388	8.293	5761.706	980506.470	0.79809357	980699.8251	578525	2086708	797	-34.2264176	0.786625	0.88922826	0.032		-33.30518937
13.	5761.783	0.0388	8.450	5761.990	980496.753	0.79889957	980699.2159	579484	2086954	839	-34.9479659	0.496046	0.56074765	0.044		-34.34321822
14.	5746.155	0.0388	8.617	5746.066	980490.829	0.79878516	980698.6243	580486	2085222	861	-35.8882599	0.506423	0.57247817	0.013		-35.30278176
15.	5753.932	0.0388	8.783	5753.836	980498.999	0.79870468	980698.2081	581349	2084707	817	-36.8660024	0.595411	0.62633852	0.045		-35.81476384
16.	5746.3	0.0388	9.000	5746.196	980490.959	0.79808751	980699.1304	582131	2084609	853	-36.8615315	0.567424	0.64143583	0.025		-36.19509562
17.	5760.657	0.0388	9.167	5760.546	980505.309	0.79861935	980697.7669	577877	2084158	780	-36.7226597	0.579741	0.65535939	0.054		-36.01330032
18.	5749.597	0.0388	9.363	5749.478	980494.241	0.7984487	980697.0625	583671	2083314	833	-36.5246659	0.466033	0.52681991	0.014		-35.983846
19.	5741.596	0.0388	9.533	5741.470	980486.233	0.7983624	980696.4381	584669	2082518	877	-35.1031344	0.577849	0.65322061	0.015		-34.4349138
20.	5746.602	0.0388	9.717	5746.470	980491.233	0.79827319	980695.9769	585323	2081948	855	-34.0344687	0.636523	0.71954774	0.05		-33.26492093
21.	5755.625	0.0388	9.933	5755.625	980500.389	0.79814714	980695.3325	587554	2081140	811	-33.0120767	0.338482	0.37851704	0.01		-32.62355966
22.	5755.084	0.0388	10.200	5757.933	980502.596	0.79808751	980695.0166	588678	2080758	797	-37.177724	0.313971	0.35492374	0.042		-32.79436861
23.	5765.689	0.0388	10.850	5765.521	980510.284	0.79809963	980695.0793	590348	2080833	760	-33.0538495	0.506452	0.57251096	0.056		-32.4253385
24.	5767.707	0.0388	10.850	5767.531	980512.294	0.79801043	980694.618	591824	2080262	744	-33.7768653	0.540498	0.61099774	0.02		-33.14586751
25.	5760.278	0.0388	11.967	5760.059	980504.822	0.79689438	980688.8466	591554	2080315	729	-38.4726356	0.507833	0.34747643	0.063		-38.06215921
26.	5756.864	0.0388	12.367	5756.629	980501.392	0.79690505	980688.9017	590569	2073225	749	-37.9641141	0.297682	0.33651009	0.01		-37.617604
27.	5757.941	0.0388	12.533	5757.700	980502.463	0.79693365	980689.0496	589790	2073408	748	-37.2411656	0.242089	0.27366583	0.017		-36.95049975
28.	5765.903	0.0388	12.783	5765.652	980510.415	0.79767062	980689.5511	588609	2074028	711	-37.177724	0.313971	0.35252552	0.021		-36.80447194
29.	5767.034	0.0388	13.033	5767.317	980511.536	0.79766968	980689.7391	587304	2074262	702	-38.0414036	0.43606	0.49239739	0.017		-37.53146618
30.	5764.585	0.0388	13.217	5764.370	980509.080	0.7971557	980690.1979	585643	2074830	708	-39.7583713	0.573415	0.64820826	0.026		-39.08416299
31.	5750.211	0.0388	13.417	5750.211	980494.975	0.79725945	980690.7345	584768	2075493	785	-39.0268463	0.564078	0.63765339	0.042		-37.9871929
32.	5734.946	0.0388	13.633	5734.662	980479.425	0.79748489	980691.9003	583432	2076933	863	-40.186801	0.913662	1.03238353	0.127		-39.00876568
33.	5735.168	0.0388	13.900	5735.874	980480.637	0.79751931	980692.0778	581966	2077156	861	-39.5342749	0.518634	0.59628191	0.13		-38.81799299
34.	5743.587	0.0388	14.083	5743.285	980488.049	0.79766731	980692.3265	580018	2077465	830	-38.5600551	0.518254	0.58585235	0.102		-37.87220277
35.	5737.760	0.0388	14.300	5737.760	980482.523	0.79760561	980692.5246	580827	2077712	863	-37.5205551	0.395119	0.44656626	0.194		-36.87989885
36.	5741.108	0.0388	14.483	5740.791	980485.554	0.7976966	980693.0111	578908	2077845	855	-36.7475219	0.468525	0.53914165	0.023		-37.13260386
37.	5756.217	0.0388	14.733	5756.217	980500.980	0.79727229	980693.1539	577490	2078495	778	-36.8379479	0.465484	0.5261993	0.049		-36.16888497
38.	5760.733	0.0388	15.033	5760.392	980505.155	0.79768948	980692.9583	576219	2078259	752	-37.6591923	0.332154	0.37547843	0.012		-36.29774864
39.	5760.638	0.0388	15.200	5760.293	980505.056	0.79765263	980692.7678	574390	2078032	751	-37.7667773	0.328014	0.37079843	0.292		-37.27171387
40.	5761.051	0.0388	15.433	5760.697	980505.460	0.79765329	980692.3265	573527	2077492	748	-37.5205551	0.395119	0.44656626	0.194		-37.10397884
41.	5727.817	0.0406	9.217	5727.742	980471.638	0.79529286	980680.5951	575364	2063038	843	-40.6435831	0.789002	0.8919153	0.096		-39.65566778
42.	5720.066	0.0406	7.950	5719.998	980463.894	0.79522226	980680.1199	576440	2062546	877	-41.2034565	0.67798	0.76641217	0.016		-40.42104435
43.	5718.240	0.0406	8.183	5718.240	980462.136	0.79537837	980681.0063	577641	2063535	887	-41.7716927	0.526006	0.59461548	0.015		-41.16207723
44.	5720.693	0.0406	8.500	5720.693	980464.589	0.79538128	980681.0214	579170	2063535	889	-42.9274734	0.637159	0.7202867	0.039		-42.16820667
45.	5716.334	0.0406	8.700	5716.238	980460.134	0.79538564	980681.0439	580241	2063573	888	-43.6116194	0.709979	0.80258496	0.053		-42.7560344
46.	5721.899	0.0406	8.900	5721.792	980465.688	0.79534298	980680.8233	581530	2063297	853	-44.825194	1.29441	1.46324609	0.09		-43.27194795
47.	5730.704	0.0406	9.217	5730.584	980474.480	0.79527705	980680.4823	582839	2062873	800	-46.2740328	1.76887	1.99959217	0.34		-43.93444065
48.	5733.708	0.0406	9.417	5733.580	980477.476	0.7950933	980679.532	582699	2061703	783	-45.7220884	1.24294	1.40506261	0.104		-44.21302577
49.	5742.404	0.0406	9.733	5742.263	980486.159	0.79502349	980679.1709	584149	2061255	738	-45.6625857	1.03871	1.17419391	0.041		-44.44739182
50.	5747.737	0.0406	9.967	5747.587	980491.483	0.7949115	980678.5917	585106	2060539	705	-46.346382	0.475325	0.53732391	0.396		-45.41531427
51.	5746.915	0.0406	10.267	5746.753	980490.649	0.79491731	980678.6218	586302	2060573	703	-47.6122666	0.403811	0.456482	0.041		-47.11474459
52.	5748.723	0.0406	10.500	5748.551	980492.447	0.79491053	980678.5867	587484	2060528	690	-48.3741768	0.299106	0.33811983	0.039		-47.99705696
53.	5745.282	0.0406	10.683	5746.103	980489.999	0.79491392	980678.6043	588376	2060547	702	-48.4442517	0.297506	0.33631113	0.029		-47.87894056
54.	5751.648	0.0406	10.883	5751.648	980495.544	0.79498276	980678.9603	589249	2060984	671	-49.4448774	0.278514	0.31484191	0.081		-49.04903553
55.	5745.896	0.0406	11.067	5745.896	980489.792	0.79498925	980679.0456	590672	2061087	694	-50.6893911	0.232652	0.26299791	0.031		-50.39639316
56.	5750.029	0.0406	11.300	5749.825	980493.321	0.7949721	980678.9052	591692	2060913	668	-51.8116121	0.259496	0.29334333	0.028		-51.49028684
57.	5736.665	0.0406	12.117	5736.427	980480.724	0.79456691	980681.4125	595675	2064002	762	-48.9480733	0.45234	0.503308	0.065		-48.37976533
58.	5748.332	0.0406	12.300	5748.387	980492.283	0.79539873	980681.1116	589277	2063633	705	-48.0682573	0.496984	0.561808	0.034		-47.47744929
59.	5745.459	0.0406	12.517	5745.105	980492.001	0.795313839	980679.7652	588120	2061978	699	-48.2015721					

Station	Gav.	Dérive(mgal/h)	gor-dérive	gmes(CGF65)	lat	lon	Xlb2(m)	Ylb2(m)	Z(m)	simple 2.6 (m)	CT167_2.3	CT167_2.6	CTerrain2.6(mili)	Boug complète 2.6 (mGal)
73.	5721.057	0.0406	14.567	5720.720	980464.616	7962777	581973	2069249	889	-43.5435666	0.497702	0.02	0	-42.96094993
74.	5718.561	0.0406	14.4733	5712.939	980456.835	79661804	581128	2071419	914	-48.0929209	0.58566	0	0	-47.43087046
75.	5721.573	0.0406	14.900	5721.222	980465.119	79659622	579685	2071284	900	-42.4921023	0.532887	0.022	22	-41.86838652
76.	5729.258	0.0406	15.100	5723.258	980463.154	79663313	578628	2071205	863	-41.775947	0.398855	0.026	26	-41.29906747
77.	5733.695	0.0406	15.467	5733.321	980477.218	79663230	577532	2070827	669	-76.1359767	0.402	0.047	64	-75.63454193
78.	5743.274	0.0406	15.683	5742.892	980486.788	796636769	577581	2070288	796	-40.767691	0.442277	0.064	64	-40.20371379
79.	5721.49	0.0406	15.933	5721.098	980464.994	79659069	578236	2067433	887	-42.0810722	0.482481	0.02	20	-41.51565888
80.	5715.700	0.0406	16.100	5715.700	980459.596	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
81.	5722.585	0.0406	16.517	5722.169	980466.065	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
82.	5711.38	0.0406	16.750	5711.392	980455.288	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
83.	5736.38	0.03938	7.267	5736.337	980479.342	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
84.	5720.068	0.03938	7.450	5720.068	980463.023	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
85.	5725.378	0.03938	7.617	5725.682	980468.687	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
86.	5741.842	0.03938	7.950	5741.772	980484.777	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
87.	5736.34	0.03938	8.150	5736.263	980479.268	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
88.	5746.511	0.03938	8.350	5746.426	980489.431	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
89.	5758.727	0.03938	8.700	5758.628	980501.633	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
90.	5770.668	0.03938	9.033	5770.556	980513.561	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
91.	5767.969	0.03938	9.200	5767.850	980510.555	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
92.	5778.237	0.03938	9.417	5778.110	980521.115	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
93.	5765.111	0.03938	9.633	5764.975	980507.980	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
94.	5762.753	0.03938	9.817	5762.610	980505.615	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
95.	5771.32	0.03938	10.000	5771.170	980514.175	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
96.	5771.543	0.03938	10.250	5771.383	980514.388	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
97.	5757.885	0.03938	10.433	5757.718	980508.723	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
98.	5755.748	0.03938	10.617	5755.573	980498.578	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
99.	5748.333	0.03938	10.800	5748.151	980491.156	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
100.	5749.173	0.03938	11.550	5748.962	980491.967	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
101.	5741.589	0.03938	11.700	5741.372	980484.377	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
102.	5746.339	0.03938	11.883	5746.115	980489.120	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
103.	5750.484	0.03938	12.233	5750.246	980493.251	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
104.	5741.656	0.03938	12.383	5741.412	980484.213	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
105.	5748.228	0.03938	12.550	5748.041	980491.437	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
106.	5739.213	0.03938	12.783	5739.033	980481.958	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
107.	5756.72	0.03938	13.283	5756.440	980499.445	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
108.	5751.761	0.03938	13.533	5751.472	980494.477	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
109.	5754.622	0.03938	13.683	5754.377	980497.332	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
110.	5776.716	0.03938	13.883	5776.413	980519.418	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
111.	5801.374	0.03938	14.050	5801.064	980544.069	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
112.	5785.354	0.03938	14.300	5785.033	980528.039	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
113.	5769.288	0.03938	14.467	5769.042	980511.947	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
114.	5779.694	0.03938	14.650	5779.361	980522.366	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
115.	5775.047	0.03938	14.833	5774.706	980517.711	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
116.	5775.517	0.03938	15.033	5775.168	980518.173	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
117.	5768.757	0.03938	15.400	5768.394	980511.399	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
118.	5780.738	0.03938	15.550	5780.369	980523.374	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
119.	5771.909	0.03938	15.683	5771.535	980514.540	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
120.	5779.321	0.03938	15.850	5779.055	980520.940	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
121.	5785.916	0.03938	16.750	5785.702	980527.831	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
122.	5782.853	0.03938	8.167	5782.483	980524.613	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
123.	5773.058	0.03938	8.367	5772.939	980515.662	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
124.	5771.664	0.03938	8.917	5771.535	980513.662	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
125.	5772.853	0.03938	9.317	5772.715	980512.842	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
126.	5780.853	0.03938	9.750	5780.628	980544.825	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
127.	5789.017	0.03938	10.317	5788.916	980533.144	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
128.	5786.185	0.03938	10.317	5786.198	980508.325	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
129.	5784.735	0.03938	10.433	5784.608	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
130.	5784.366	0.03938	10.650	5784.170	980496.297	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
131.	5786.38	0.03938	10.783	5786.198	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
132.	5784.735	0.03938	10.933	5784.608	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
133.	5786.185	0.03938	11.177	5786.058	980518.785	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
134.	5786.38	0.03938	12.100	5786.198	980508.325	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
135.	5784.735	0.03938	12.267	5784.608	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
136.	5786.185	0.03938	12.600	5786.058	980518.785	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
137.	5784.735	0.03938	12.600	5784.608	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
138.	5786.185	0.03938	12.600	5786.058	980518.785	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
139.	5784.735	0.03938	12.600	5784.608	980496.735	796565375	579180	2065284	903	-42.5410722	0.632835	0.033	33	-41.79332911
140.	5786.185	0.												

Station	Grav.	Dérive(mgal/h)	temps(h)	gcor-dérive	gmes(GGF65)	lat(rad)	ghéo(Hayford)	latitude	longitude	Xlb2(m)	Ylb2(m)	Z(m)	simple 2,6 (m)	CT167_2.3	CTerrain2.6(mili)	CT167_2.6	Boug complete 2.6 (mGal)
145.	5758.844	0.0436	12,900	5758.550	980500,677	0.79842397	980696,7565	45,7463333	2,20755556	589962	2082899	822	-31,9593247	0.40366	0.4563113	-31,47201338	
146.	5765.86	0.0436	13,350	5765.546	980507,673	0.79838955	980696,5785	45,7443611	2,17772223	587640	2082884	790	0.65679857	0.581015	0.081	-30,43626453	
147.	5764.856	0.0436	13,933	5764.517	980506,644	0.79796417	980691,1276	45,6856111	2,23061112	5876147	2076147	749	-35,0870282	0.276204	0.071	-34,70379754	
148.	5762.742	0.0436	14,133	5762.394	980504,521	0.79717887	980690,3183	45,675	2,20711112	589914	2074970	749	-36,2520104	0.326208	0.034	-35,85519963	
149.	5762.74	0.0436	14,637	5762.377	980504,504	0.79729242	980690,905	45,6815	2,19716667	589141	2075694	755	-35,6572616	0.295647	0	-35,32305195	
150.	5766.243	0.0436	14,633	5765.873	980508,000	0.79752028	980692,0833	45,6945556	2,21202778	590301	2077143	749	-34,5378505	0.389403	0.038	-34,0596582	
151.	5765.957	0.0436	14,850	5765.578	980507,705	0.79755373	980692,2563	45,6964722	2,18077778	587867	2077361	751	-34,6089689	0.373676	0.09	-34,09455355	
152.	5755.242	0.0436	15,017	5754.855	980496,982	0.7977908	980693,4823	45,7100556	2,17841667	587686	2078871	814	-33,9766819	0.389719	0.015	-33,52108989	
153.	5772.242	0.0436	15,250	5771.845	980513,972	0.79748537	980691,9028	45,6925556	2,15911112	586178	2076929	711	-35,9723028	0.537342	0	-35,36487271	
154.	5770.418	0.0436	15,700	5770.002	980512,129	0.79659719	980687,3096	45,6841667	2,18594445	585258	2071268	679	-39,6118734	0.540796	0.014	-38,98653877	
155.	5728.452	0.0436	16,183	5728.015	980470,142	0.79524699	980680,3268	45,6543056	2,16472223	586584	2062672	771	-56,247431	0.697808	0.027	-55,43160458	
156.	5730.114	0.0436	16,417	5729.666	980471,793	0.79561884	980682,25	45,6856111	2,16094445	586234	2065041	815	-47,7336847	0.755105	0.074	-46,80608775	
159.	5747.798	0.04328	8,617	5747.753	980488,938	0.79733411	980691,1206	45,6838889	2,02077778	575399	2075999	819	-38,6605936	0.498485	0.057	-38,03895838	
160.	5744.938	0.04328	8,967	5744.878	980486,063	0.79689293	980688,839	45,6566111	2,00522223	574175	2073195	821	-38,854886	0.359204	0.02	-38,42882934	
161.	5744.954	0.04328	9,183	5744.885	980486,070	0.79673779	980689,0367	45,6497222	2,02344445	575591	2072201	813	-39,643362	0.372222	0.015	-39,24702871	
162.	5734.141	0.04328	9,400	5734.062	980475,248	0.79604693	980684,4639	45,6101389	2,02247223	575498	2067801	846	-40,3040054	0.536688	0.027	-39,677031457	
163.	5735.414	0.04328	9,717	5735.322	980476,507	0.79568768	980682,606	45,5895556	2,03047223	576113	2065511	825	-41,3796668	0.383309	0.025	-40,92136093	
164.	5736.882	0.04328	10,267	5736.766	980477,951	0.79657004	980687,1692	45,6401111	2,1325	584090	2071105	826	-44,2990431	0.704647	0.069	-43,43348564	
165.	5751.745	0.04328	10,733	5751.609	980492,794	0.79634897	980686,0259	45,6274444	2,17325	587265	2069889	760	-41,4904981	0.473749	0.015	-40,9399557	
166.	5751.693	0.04328	11,050	5751.543	980492,728	0.79674749	980688,0869	45,6502778	2,16391667	586542	2072229	769	-41,8202098	1.05914	0.054	-40,56892115	
167.	5748.593	0.04328	11,317	5748.431	980489,617	0.79697923	980689,2433	45,6635556	2,13166667	584032	2073711	793	-41,3383554	0.606069	0.013	-40,57919045	
168.	5760.072	0.04328	11,633	5759.897	980501,082	0.79654483	980687,0389	45,6386667	2,23191667	591842	2070929	728	-40,6044963	0.308489	0.018	-40,23776961	
169.	5769.28	0.04328	12,033	5769.087	980510,273	0.79758282	980692,4067	45,6981389	2,23386112	592002	2077539	741	-34,1861142	0.518632	0.079	-33,52083451	
170.	5789.141	0.04328	12,933	5788.909	980530,095	0.79985563	980704,1596	45,8283611	2,19394445	588919	2092018	711	-32,1067486	0.553302	0.003	-31,47827676	
171.	5803.051	0.04328	13,133	5802.811	980543,996	0.80019354	980705,9069	45,8472222	2,18466667	588202	2094172	659	-30,3350077	0.643756	0.017	-29,59028358	
172.	5809.207	0.04328	13,467	5808.952	980550,138	0.80084562	980709,2785	45,8850833	2,23255556	591928	2098318	635	-32,3569199	0.277492	0.015	-32,02823327	
173.	5808.279	0.04328	13,650	5808.016	980549,202	0.80064539	980708,2433	45,8777222	2,24527778	592914	2097042	631	-33,0561984	0.294866	0.042	-32,68087163	
174.	5809.262	0.04328	13,900	5808.989	980560,174	0.80105651	980710,3369	45,8971667	2,26155556	594180	2099659	632	-34,0100878	0.273798	0.044	-33,65657697	
175.	5812.624	0.04328	14,183	5812.338	980553,524	0.80092949	980709,7122	45,8898889	2,20961112	590148	208855	627	-31,0018852	0.315099	0.034	-30,61168635	
176.	5773.161	0.04328	14,933	5772.843	980514,028	0.80079391	980701,3067	45,79675	2,12011112	583172	2088518	761	-35,3374373	0.588405	0.022	-34,65028385	
177.	5765.422	0.04328	15,167	5765.094	980506,279	0.79903338	980699,9079	45,78125	2,11291667	582608	2086797	790	-35,8975094	0.486275	0.081	-35,26880719	
178.	5795.256	0.04328	15,567	5794.910	980535,086	0.80008349	980705,3378	45,8414167	2,03919445	576900	2093503	676	-34,2720478	0.437975	0.018	-33,75894567	
179.	5794.198	0.04328	15,750	5793.845	980535,096	0.80019354	980705,9069	45,8472222	2,01988889	575400	2094210	681	-34,9087371	0.388617	0.039	-34,43043091	
180.	5799.893	0.04328	16,000	5799.524	980540,710	0.80056683	980707,8447	45,8691944	2,0335	576470	2096592	663	-34,760535	0.375857	0.019	-34,31665322	
181.	5823.819	0.04328	16,400	5823.437	980564,623	0.80092609	980709,6947	45,8896944	1,99322223	573352	2098884	559	-33,4621553	0.30362	0.116	-33,00293272	
182.	5801.463	0.04328	16,617	5801.072	980542,257	0.80071326	980708,5942	45,8775	2,097542	570422	2097542	666	-33,3634448	0.523167	0.285	-32,48703863	
185.	5826.94	0.0474	7,283	5826.919	980567,288	0.80151078	980712,7178	45,9231944	2,23036112	591763	2102555	568	-32,0224184	0.275165	0.046	-31,66536233	
186.	5820.476	0.0474	7,450	5820.448	980560,817	0.80138327	980712,0585	45,9158889	2,25283334	593506	2101740	590	-33,4425427	0.23	0.036	-33,14654275	
187.	5848.21	0.0474	7,917	5848.159	980588,528	0.80178809	980714,1516	45,9308833	2,15722223	586094	2104331	488	-28,1890406	0.749048	0.21	-27,13229072	
188.	5829.633	0.0474	8,083	5829.575	980569,944	0.80167998	980713,5926	45,9328889	2,131375	582933	2103647	592	-25,4503209	0.281557	0.019	-25,11303912	
189.	5831.586	0.0474	8,317	5831.516	980571,885	0.80221861	980716,3774	45,963375	2,11636112	584174	2107081	601	-24,4962786	0.277371	0.025	-24,15772876	
190.	5839.603	0.0474	8,633	5839.518	980579,887	0.80224673	980716,5228	45,9653611	2,04652778	577521	2107277	565	-23,8274293	0.235046	0.025	-23,53672509	
191.	5830.043	0.0474	8,917	5829.945	980570,314	0.80164459	980713,4096	45,9308611	2,09733334	581447	2103429	593	-24,6971758	0.25252	0.013	-24,39871845	
192.	5839.19	0.0474	9,067	5839.085	980579,454	0.80136921	980711,9858	45,9150833	2,11636112	582918	2101671	531	-26,5124189	0.593071	0.026	-25,81599079	
193.	5844.278	0.0474	9,200	5844.167	980584,536	0.80143224	980712,3117	45,9186944	2,14113889	584841	2102068	503	-27,3470875	0.854416	0.236	-26,14522596	
194.	5829.287	0.0474	9,400	5829.166	980569,535	0.80123395	980711,2864	45,9307333	2,10238889	581831	2100813	562	-29,5423908	0.540205	0.081	-28,85072429	
195.	5802.171	0.0474	9,683	5802.037	980542,406	0.80060224	980708,0201	45,8711389	2,13272223	584174	2096784	673	-31,2432691	0.570135	0.006	-30,592	

ANNEXE 5

Site	TYPE	N	BMS		K1				K3			P' (%)	T
				Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$	Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$		
MV1	2 micas γ	5	30,7	186,1	44,9	4,3	6,5	53,7	34,5	0,6	26,4	4,7	-0,138
MV2	2 micas γ	6	51,7	71,7	33,9	8,3	22,1	220,6	49,1	2,5	10	4,3	-0,274
MV3	2 micas γ	6	60,2	49,5	41,3	9,1	32,5	190,1	43,2	10,4	12,8	2,6	0,83
MV4	2 micas γ	8	51,6	114,9	14,3	6,1	11	214,9	33,9	4,1	7,7	4,9	0,389
MV5	2 micas γ	7	34,7	116,4	27,5	2,7	11,4	23,9	3,4	5,3	8,8	4,3	-0,047
MV6	2 micas γ	7	37,7	138,8	24,8	5,8	10,6	339	62,9	4,1	6,4	5,4	0,71
MV7	2 micas γ	9	43,5	8,3	42,7	6,6	10,5	176,7	48,2	8,4	23,7	3,7	0,455
MV8	2 micas γ	8	37,5	231,4	16,8	4,5	17,8	0,5	63,1	3,9	4,9	3,9	0,698
MV9	2 micas γ	8	56,2	345,9	15,3	3,6	4,8	255,1	4,7	2,1	9,8	9,7	0,183
MV10	orphyritic Bt	6	60,8	206,6	5,6	4,1	25,5	296,6	70,6	3	15	7,3	0,63
MV11	orphyritic Bt	5	55,7	11,7	23,3	1,9	5,9	189,4	66,7	2	6,2	8,9	0,364
MV12	2 micas γ	6	44,9	27,7	7,4	5,1	28,1	284	65,6	4,1	5,5	5,9	0,815
MV13	orphyritic Bt	4	51,2	178,1	10,3	4,4	17	57	72,5	5,2	13,2	4,4	0,159
MV14	orphyritic Bt	4	63,1	152,4	10,4	11,4	29,5	252,4	38,9	6,9	20	3,7	0,111
MV15	2 micas γ	5	71,2	20,5	63,5	10,4	14,1	163,9	20,6	7,9	20,1	3,5	-0,122
MV16	2 micas γ	8	55,9	345,8	11,7	3,5	8,6	206,5	75,4	1,8	5,2	12,2	0,679
MV17	orphyritic Bt	4	47,2	125,4	37,2	11,3	25,2	31,3	5,6	10,2	11,8	4,8	0,053
MV18	orphyritic Bt	6	66,7	139,5	0,6	5,7	9,5	50,5	79,1	6,5	21,8	7,4	-0,047
MV19	2 micas γ	10	61,4	137,2	22,5	7,6	13,3	3	59,3	7,2	13,4	8,4	0,394
MV20	2 micas γ	7	47,9	325,2	21,7	14	31,6	172,1	73,6	13,1	14,9	5,5	0,735
MV21	2 micas γ	6	51,2	300,7	19,1	5,9	19,1	188,8	44,1	4,4	8,5	12,1	0,736
MV22a	2 micas γ	6	69,9	87,8	9	4	5,1	317,9	75,9	3,4	8,5	8,6	0,11
MV22b	2 micas γ	3	69,9	113,3	18,6	0,1	22,5	236,1	54,8	2,8	22,5	8,6	0,11
MV23	2 micas γ	5	52,5	229,2	46,3	9	14,8	110,9	23,8	6	21,3	5,4	0,339
MV24	2 micas γ	7	43,7	179,3	27,7	17,7	27,2	80,4	29,3	13,7	19,2	2,3	0,34
MV25	2 micas γ	9	46,1	111,2	38,7	3,7	6,6	239,7	38,3	3,8	15,2	3,8	-0,332
MV26	2 micas γ	9	39,3	86,7	27,5	3,4	6,3	265,5	61,7	6,1	23,9	4,8	-0,622
MV27	Int-Crd leuco	9	39,6	179	51,8	11,8	18,6	62,5	22,5	6,6	17,1	2,4	0,773
MV28	2 micas γ	7	41,9	120,1	12,7	3,9	12,9	227,8	56,3	10,7	39,5	15,8	0,63
MV29	2 micas γ	7	47,8	120,1	12,7	3,9	12,9	227,8	56,3	10,7	39,5	4,9	-0,714
MV30	2 micas γ	4	57,6	310,7	4,8	16,7	26,8	214,1	53,1	8,5	18,4	5,3	0,811
MV31	orphyritic Bt	7	49	0,6	8,9	4,3	8,4	192,1	80,2	7,2	20	4,6	-0,292
MV32	orphyritic Bt	5	56,3	214,1	10	15,2	44,3	113,4	65	19,3	26,3	15,6	0,583
MV33	orphyritic Bt	7	67,4	138,9	2	2,8	10,2	229,2	53,6	8,9	21,5	5,2	-0,243
MV34	orphyritic Bt	5	32,4	5,9	5,6	14,7	23,2	271,1	34,9	19,4	26,5	4,7	-0,219
MV35	orphyritic Bt	8	60,1	357,1	8	15	23,5	89,5	10,8	7,5	20,1	3,8	0,331
MV36	2 micas γ	6	92,6	337,4	8,1	13,3	27,6	229,4	44,4	14,6	19,7	4,2	0,586
MV37	orphyritic Bt	7	86,2	173,7	20,9	11,2	27,7	71,8	42,1	8,6	23,8	4,2	0,147
MV38	2 micas γ	8	49,5	165,5	10,7	9,1	21,2	277,3	43,4	14,3	18,2	7,8	0,439
MV39	2 micas γ	6	58,3	25,8	13,6	7,8	13,7	121,7	21,3	7,1	24,3	5,8	-0,141
MV40	Int-Crd leuco	9	47,3	3,1	21,4	8,1	11,3	254,9	41,1	9	35,7	5,5	-0,626
MV41	orphyritic Bt	5	67,4	19,7	58,7	9,2	27,3	238,9	22,7	3,7	15,6	6,2	0,544
MV43	orphyritic Bt	6	172,9	241,5	9,9	9,1	37,4	133,4	30,5	3,5	16	3,2	0,706
MV44	2 micas γ	7	97,3	151,1	16,8	11,1	22,5	246,5	3,7	9,9	20	4,1	-0,006
MV45	2 micas γ	7	73,3	252,7	22,8	3,2	15,3	69,8	66,9	3,8	11,7	4,3	0,263
MV47	2 micas γ	6	51,5	319,3	11,2	11,6	28,5	216,7	42,8	3,9	12,9	2,5	0,394
MV48	2 micas γ	6	59,6	87,4	62,7	3,7	38,5	341,9	7,5	3,4	6,7	6,9	0,827
MV49	2 micas γ	6	83,9	46,1	31,1	13,1	34,8	304,3	5,6	12,4	19,1	6,3	0,671
MV50	2 micas γ	6	134,2	1,8	20,5	4	12,6	266,4	13,2	6,8	13,3	3,1	-0,153
MV51	2 micas γ	7	66,4	327,4	24,2	6,1	9,4	228,8	20	4,2	14,4	4,9	0,142
MV52	2 micas γ	9	57,6	130,3	17,9	3,9	13,4	337,4	70,8	3,9	8,9	3,4	0,136
MV53	2 micas γ	6	43,5	359,5	25,4	7,3	30,9	240,8	32,9	6	21,9	2,7	0,107
MV54	2 micas γ	6	14,8	119,2	31,6	10,7	2,7	272,4	61,2	13,2	22	9,4	0,035
MV55	2 micas γ	6	58	140,3	10,7	2,3	5,6	258	68,5	4,9	11,6	4,8	-0,247
MV56	2 micas γ	6	116,5	128,5	2,9	5,6	12,3	227,3	48,4	4,3	28,8	5,1	-0,39
MV57	orphyritic Bt	6	58,5	137,7	31,7	5,4	6	237,4	12,9	4,8	15,9	6,1	-0,379
MV58	orphyritic Bt	6	57,5	161,1	29,3	3,5	5,4	17,7	54,7	4,4	19,2	4,5	-0,547
MV59	2 micas γ	6	36,4	111,9	47,6	7	22,5	352,6	25,7	5,7	7,7	6,8	0,323
MV60	orphyritic Bt	6	39,4	121,5	4,5	1,3	6,9	22,7	61,3	5,8	17,8	6	0,094
MV61	2 micas γ	7	37,8	301	0,5	9,7	20	28,9	51,1	9,2	31,4	3	-0,31
MV62	2 micas γ	6	49,4	154,2	3,7	3,9	8,7	348,5	84,6	3,7	13,4	5,2	-0,305
MV63	2 micas γ	5	47,2	311,9	8,6	3,8	15,7	45	23,5	7,1	25,5	5,6	-0,148
MV64	2 micas γ	8	43,8	108,6	1,4	3,8	14,5	6,1	72,7	3,3	12,9	7,7	0,508
MV65	2 micas γ	8	56,6	331,3	7,9	3	11,9	65,2	34,3	8,3	25,2	4,3	-0,278
MV66	2 micas γ	8	48,2	322,1	9,6	5	6,5	62,5	43,3	5,1	17,5	5,3	-0,295
MV67	orphyritic Bt	6	50,5	312,6	3,8	8,4	17,8	222,2	54,2	11	25,5	3,3	-0,387
MV68	orphyritic Bt	6	57,2	128,8	7,6	5,4	13,3	233,4	40,2	3,9	32,2	3,7	-0,699
MV69	orphyritic Bt	7	40,4	111,8	1,6	9	29,6	141,7	89,6	6,9	19,2	4,6	0,48
MV70	orphyritic Bt	7	54,1	139,9	4,3	3	5,3	262,5	82,1	3,1	11	9,8	0,102
MV71	orphyritic Bt	5	50,6	144,6	6,7	4	7,2	40	64,3	2,4	5,8	7,3	0,006
MV72	orphyritic Bt	6	81,7	330,7	6,3	9,8	13,6	221,9	71,1	9,8	14	7,5	0,314
MV73	orphyritic Bt	8	56,5	164,6	9,8	3,6	16,3	272,2	71,2	6,5	15,1	4,9	0,185
MV74	orphyritic Bt	6	79	330,4	15,8	9,5	18,2	201,4	67,4	3,6	20,5	4,6	-0,005
MV75	orphyritic Bt	4	46,6	342,7	31,8	12,7	18,2	239,1	26,4	11,5	23,3	3,2	-0,146
MV76	orphyritic Bt	6	42,4	328,8	19,5	2,2	17,8	230,9	23,9	10,6	16,2	3,6	-0,044
MV77	orphyritic Bt	7	68,4	352,1	15,6	5,7	14,5	254,5	9,6	9,2	24,8	4,3	-0,558
MV78	orphyritic Bt	8	58,2	167,2	1,5	5,1	12,8	71,4	76,3	4,8	15,5	6,9	-0,258
MV79	2 micas γ	8	44,3	214,4	4,6	4,5	29,4	319,2	71,1	3,7	5,6	4,4	0,788
MV80	2 micas γ	6	61,5	171	21,2	3,8	8,1	24,8	64,4	5,1	7,4	7,4	0,374
MV81	2 micas γ	7	58,8	337,2	18,3	2	10,9	106	59,8	3,2	14,6	5,4	0,049
MV82	2 micas γ	6	65,1	313,7	22,6	6	15,8	202,7	41,7	3,5	8,2	6	0,749
MV83	2 micas γ	4	9,7	9,6	10,8	3,1	36,5	198,7	77,6	3,6	8,6	3,6	0,547
MV84	orphyritic Bt	6	80,9	345,5	20,7	3,6	17,5	247,6	16,9	4,1	13	6,1	0,238
MV85	orphyritic Bt	6	16,5	327,6	22,8	15,4	19,4	216,3	59,5	8,3	43,4	20	-0,351
MV86	Int-Crd leuco	6	35,2	339,2	4,7	7,7	14,3	244,4	56,1	9,3	14,6	13,1	0,26
MV87	orphyritic Bt	6	47,6	328,8	8,6	4,3	13,5	226,6	50	3,9	4,5	7,3	0,455
MV88	2 micas γ	7	83,1	312,4	21,3	8,6	15,6	207,9	6,9	5,5	36	5,2	-0,718
MV89	2 micas γ	8	72,1	47,1	44,5	14,8	26,7	229,4	42	7	30,8	2,3	-0,61
MV90	2 micas γ	7	49,6	167	31,4	5,5	16,2	259,8	21,5	10,8	40,6	4,3	-0,768
MV91	2 micas γ	6	34,2	101,9	36,6	16	28,1	4	4,6	27,1	36,4	3	-0,617
MV92	2 micas γ	9	52,4	95,2	25	4,3	5,9	319,8	56,9	4,5	5,9	5,5	0,379
MV93	2 micas γ	7	27,6	232,6	19,8	9,3	23,3	140,2	1,1	8,7	14,9	2,1	0,576
MV94	orphyritic Bt	5	54,8	359,8	6,1	13,1	30,1	131,8	80,8	1,4	19,9	2	0,359
MV95	orphyritic Bt	9	31,5	130,6	2,1	8,5	15,2	40,4	77,7	13,8	20,2	6,1	-0,1
MV96	orphyritic Bt	6	73,1	54	39,1	21,7	30,8	233,1	57,1	9,9	27,5	3,3	0,36
MV97	orphyritic Bt												

ANNEXE 6

	Poids (mg)	Conc. (ppm) Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\%$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	Ages (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\%$
MVG 2 : Mylonite des Pradines															
Mona1	0.005	2 426	25 346	3 577	0.36185	0.26	0.04989	0.25	0.97	0.05260	0.07	314	314	312 ± 2	
Mona2	0.006	1 217	16 730	6 486	0.35990	0.37	0.04956	0.37	0.98	0.05267	0.06	312	312	315 ± 1	
Z1	0.001	52.6	1 272	475	0.25104	2.78	0.03396	1.42	0.56	0.05361	2.30	227	215	355 ± 52	
Z2	0.001	404	9 576	2 386	0.31855	0.31	0.04369	0.18	0.62	0.05289	0.24	281	276	324 ± 6	
Z3	0.001	456	9 563	2 786	0.36176	0.29	0.04859	0.18	0.66	0.05399	0.21	314	306	371 ± 5	
MVG 6 :															
Mona1	0.010	1 316	14 625	41 381	0.36542	0.36	0.05038	0.37	0.99	0.05260	0.05	316	317	312 ± 1	
Mona2	0.009	1 387	15 007	28 848	0.36900	0.33	0.05076	0.33	0.98	0.05272	0.05	319	319	317 ± 1	
Mona3	0.002	2 049	22 258	6 594	0.36690	0.30	0.05048	0.22	0.78	0.05272	0.09	317	317	317 ± 2	
Mona4	0.002	6 487	70 370	16 918	0.36387	0.36	0.05007	0.35	0.98	0.05270	0.07	315	315	316 ± 2	
Mona5	0.001	2 139	22 501	6 674	0.35892	0.27	0.04948	0.18	0.70	0.05261	0.19	311	311	312 ± 4	
MVG 8 :															
Mona1	0.003	4 148	43 775	3 398	0.36329	0.32	0.05018	0.32	0.97	0.05251	0.07	315	316	308 ± 2	
Mona2	0.006	1 093	8 588	2 988	0.36494	0.35	0.05033	0.31	0.89	0.05258	0.16	317	316	311 ± 4	
Mona3	0.004	884	6 866	3 757	0.36422	0.40	0.05028	0.25	0.67	0.05253	0.29	316	315	309 ± 7	
Mona4	0.003	2 815	21 037	1 422	0.36220	0.32	0.04996	0.26	0.86	0.05258	0.16	314	314	311 ± 4	
Mona5	0.006	20 088	19 037	2 179	0.36830	0.36	0.05074	0.33	0.91	0.05264	0.14	318	319	313 ± 3	

Tableau 1 : Résultats analytiques U/Pb pour les zircons (Z) et les monograins de monazites (Mona) de la mylonite des Pradines (MVG 2), pour le paléosome de la granulite du Grand Janon (MVG 6) et le leucosome de cette granulite (MVG 8).

Les rapports isotopiques sont corrigés de la discrimination de masse (0.1 %/amu pour le Pb et U), de la contribution du traceur et des blancs. Le Pb commun initial est déterminés d'après le modèle à deux stades de Stacey et Kramers (1975). Les erreurs sur les rapports isotopiques sont données en %.

ANNEXE 7

Highlighting the structure of late Variscan leucogranites in the French Massif Central by new AMS, gravity and structural results from the Millevaches massif

Aude Gébelin ^{a,*}, Guillaume Martelet ^b, Yan Chen ^c, Maurice Brunel ^a, Michel Faure ^c

^a Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, CC060, Place E.Bataillon, 34095 cedex5 Montpellier, France

^b BRGM, BP 6009, 45060 Orléans Cedex, France

^c Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113, Université d'Orléans, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

*Corresponding author

Tel. International: +33.4.67.14.45.97; fax International: +33.4.67.52.39.08

E-mail address: gebelin@dstu.univ-montp2.fr

Keywords: AMS; Gravity; Shear zone; Granitic pluton; French Massif Central

Abstract

Hercynian leucogranitic plutons crop out over large areas in the French Massif Central hiding the earlier crustal structures. In the Limousin area, these granitic intrusions are spatially associated with normal faults and strike-slip shear zones that continue the South Armorican shear zone. The N-S trending Millevaches granitic complex located in the middle of the French Massif Central is usually interpreted as a diapir that crops-out in a window through the metamorphic units. Reassessment of this Namuro-Wesphalian granitic massif, using a combination of new structural, gravity and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data on the Millevaches massif, provides from north to south an approximately one-to-four-kilometre thick tabular shape that was emplaced into the sub-horizontal gneisses and micaschists. The formation of these Millevaches granites involved magma ascending in a vertical N-S striking narrow feeder dike which, once halted in the upper crust, was mechanically controlled by the sub-horizontal micaschist foliation and spread-out laterally as a sill. The magma stemmed from a chamber at depth and was supplied by a N-S trending thermal plume system. The magma reached the upper crust through large shear zones that have affected the crust since late-variscan time.

I. Introduction

Granitic magmatism constitutes one of the main processes of material and heat transfer in the continental crust. Granites form three quarters of orogenic belts surfaces and record the regional strain field during their emplacement. The mechanisms of emplacement and the deformation of granites provide information on continental crustal evolution processes. In the last few years, Speer et al. (1994) and Ingram and Hutton (1994) proposed that the shear zones could play a role in transport and emplacement of magmas within the crust. Many studies (Tikoff and Saint Blanquat (de), 1997 ; Brown and Solar, 1998 ; Koukouvelas et al., 2002) emphasize close relationships between faults and plutonism in various tectonic contexts (magmatic arc, continental collision zone, etc). Hutton (1982) and Courrioux (1983) document links between the pluton's internal fabric, geometry and kinematics of the shear zones. The internal fabric of the pluton represents a memory of the deformation field when

magma was emplaced in the crust, and is hence a record of crustal deformation related to the magma transport (Faure and Pons, 1991; D'Lemos *et al.*, 1992; Gleizes *et al.*, 1997).

There is currently debate about how tectonic movements along shear zones control the mechanisms of genesis, transport, ascent and emplacement of magmas. This paper documents the relationships between master faults and granites in the case of the Millevaches massif.

The Millevaches massif belongs to the northwestern part of the Variscan French Massif Central. Its N-S elongated shape trends perpendicular to the usual E-W to NW-SE structural directions. This huge granite massif is affected by large ductile shear zones, which may have played a role in magma emplacement. This study will illustrate the role played by these ductile accidents in relation with the fabric patterns recorded by the granites. The surface structural observations completed by gravity modelling constrain the geometry of the deep structures of the massif.

Anisotropy of magnetic susceptibility has been performed with a view to determining the internal fabrics of Millevaches granites within the central part of the massif, complements the published data of the northern part of the massif (Jover, 1986). Combining field structural observations and gravity modelling, the anisotropy of magnetic susceptibility measurements will be essential to further understand the internal magmatic processes as well as the geodynamic context of the Millevaches massif emplacement.

II. Geological setting

1. Regional framework

The study area belongs to the northwestern part of the Variscan French Massif Central (Fig. 1). The Limousin region is located to the west of the Sillon Houiller sinistral wrench fault, and is characterised by numerous leucogranitic plutons related to the Variscan orogeny.

The Variscan tectonic evolution in the French Massif Central ranges from Late Silurian times corresponding to the HP-MT metamorphism event up to late Carboniferous-early Permian that marks the end of the late-orogenic sedimentation (coal-bearing and intramountainous basins) (Matte, 1998). Crustal thickening is achieved by south-verging deep-seated metamorphic nappes associated with high-pressure metamorphism and crustal melting (Matte, 1986 ; Ledru *et al.*, 1989). In the south part of the Limousin, Roig and Faure (2000) describe two different superimposed thrusting events. The older event is dated as middle Devonian and corresponds to a top-to the SW thrusting at minimum PT conditions of 7 Kbar/700°C. The latest event is a top-to-the-NW shearing which occurred in late Devonian-early Carboniferous under Barrovian conditions.

The post-Variscan extension phase is divided into two successive stages (Faure and Becq-Giraudon, 1993). The first one is dated as Namuro-Wesphalian (330-315 Ma) and is coeval with a NW-SE stretching lineation. The leucogranites emplacement in Limousin occurred during this period (Faure, 1995). The second extensional event of Late Carboniferous to Early Permian age is characterised by NE-SW stretching.

Late-Variscan times corresponded to lithosphere fracturing which resulted in a conjugate network of dextral and sinistral crustal wrench faults (Arthaud and Matte, 1977). The dextral South Armorican shear zone is one of these fractures zones that could be responsible for the adjacent emplacement of biotite-muscovite granites (Lillié, 1974; Guineberteau, 1984) dated at ca. 320 Ma (Vidal, 1973). It is possible that the South Armorican shear zone could continue into the Limousin (Colchen *et al.*, 1996). The Limousin structural map is characterised by a series of E-W and NW-SE striking wrench faults such as in the north, the E-W Marche sinistral wrench fault and the NW-SE Ouzilly, Arrènes, St Michel de Vesse and Felletin-La Courtine dextral wrench faults in central and southern areas

(Figure 1a) As in the Armorican massif, these faults have the same direction and all of them have close spatial relationships with leucogranites. In the Limousin, normal faults cut these strike-slip faults at right angles. From west to east, we recognise the Nantiat normal fault which forms the west boundary of Brême leucogranites and separates them from the Bellac Paleozoic units. The Bussières-Madeleine normal fault (B.-M. F.) separates the Brême massif from the Guéret massif in the east. The normal Argentat fault forms the eastern boundary of the Millevaches massif.

2. The Millevaches granitic complex

The N-S trending Millevaches massif is 160 km long and perpendicular to the E-W to NW-SE trend of the main Variscan thrusts. On the western side, the ductile and brittle Argentat dextral normal fault separates the Millevaches massif from the Limousin metamorphic units (Floch', 1983). To the North, the St Michel de Veisse dextral wrench fault separates the Millevaches and Guéret Massifs. Finally to the east, the boundary with cordierite anatectic and biotite-sillimanite paragneiss units corresponds to the Felletin- La Courtine shear zone, and further to the south, the St Sétier and Ambrugeat faults. The thick (2-5 km) and N-S Pradines ductile dextral wrench fault cuts the Millevaches massif in its centre (Figure1b).

The Millevaches massif consists of several plutons of porphyritic biotite granite and two mica granite (leucogranite) hosted inside micaschists forming N-S or NW-SE elongated stripes (Figure1b).

The porphyritic biotite granites associated with garnet bearing leucogranites and HT-BP granulites are considered as the oldest and the two micas granites which cut them are the youngest (Mouret, 1924; Raguin, 1938; Lameyre, 1966). The micaschists crop out along the boundary faults or as xenoliths (granulites) within plutons.

The Bt-Crd-Grt-Sil granulites crop out as N-S directed vertical lenses, in continuation to the north of the Pradines fault. Grt-Crd leucogranites that could represent granulite melt partly surround them. These Grt-Crd leucogranites have a close spatial relationship with the porphyritic biotite granites.

It is difficult to precisely set the timing of the emplacement of the various facies because available radiometric data are very scarce or questionable. Rb/Sr available ages for the leucogranites of the south part of the Millevaches, on whole rock yields an age of 332 ± 6 Ma in the Goulles leucogranite, and 336 ± 7 Ma in the St Julien-aux-Bois leucogranite (Monier, 1980). The Bouchefarol porphyritic-biotite granite gives, an age of 357 ± 7 Ma (Augay, 1979) and the Grt-Crd leucogranite has a 332 ± 15 Ma age from the Rb/Sr method (Augay, 1979).

3. Country rock structures (Fig. 1)

The host-rock of the Millevaches consists of micaschists known as the Para-autochthonous Unit (Ledru et al., 1989). The micaschists and the granites follow a N170 orientation on the west and east margins of the Millevaches massif and a N120 trend in the northern part.

In the Argentat fault zone, the orientation of the micaschists and granites foliation fluctuates between N140° and N160° with a dip varying between 35° and 65° west.

In the southeastern part of the massif, near Marcillac-la-Croisille (M. la C.), the Pradines fault forms the boundary between the leucogranites and the micaschists. The

micaschists foliation dips low ($<30^\circ$) to the NW. To the Northeast, against the Ambrugeat fault, the foliation planes dip vertically and trend N-S.

III. Magnetic fabrics of Millevaches granites

1. Sampling and magnetic mineralogy

We collected about 700 oriented cores from 105 regularly spaced sites in the north-central part and in the south-central part of the Millevaches (Fig. 4). In combination with Jover's study (1986) in the northern part of the massif, a good surface sampling coverage has been achieved. Sampling at each site was performed with a portable gasoline drill. About 5 to 10 cores of 7 cm in length and 2,5 cm in diameter well distributed on the outcrop were extracted. When possible, both magnetic and solar azimuths were measured. The difference between them is negligible ($<5^\circ$). The collection is mainly composed of porphyritic biotite granites and biotite - muscovite granites (leucogranites). A few Grt-Crd leucogranites were also sampled.

To identify the magnetic carriers, we measured the hysteresis loops on several representative specimens. For this, we used a translation inductometer within an electromagnet providing a field of up to 1.0 T at the Paleomagnetic Laboratory of Saint Maur (Paris). We observed during increasing and decreasing magnetic fields the linear superimposition of the two curves (Fig. 2). Therefore, the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements can be confidently related to the mica (mainly biotite and muscovite) subfabric (Fig. 2).

Bulk magnetic susceptibility (BMS) was measured with a KLY3 kappabridge. The BMS of two mica granites were weaker than those of the porphyritic biotite granites. (Fig. 3). The BMS intensity histogram shows a unimodal asymmetric distribution, ranging from 10 to $180 \cdot 10^{-6}$ SI and with a mean value of $60 \cdot 10^{-6}$ SI (Fig. 3). These low values confirm the absence of high intensity ferro- or ferri-magnetic minerals in our collection.

2. Magnetic fabric pattern

The AMS measurements were carried out using a KLY3 spinner kappabridge. The principal axes of the magnetic susceptibility ellipsoid, K_{\max} , K_{int} and K_{\min} , have been defined from each sample and an average of each axis has been calculated for each site with Bingham bimodal statistics (1964; see Table 1 for the results). In terms of deformation, K_{\max} and K_{\min} refer respectively to the magnetic lineation and the pole of the magnetic foliation. Their spatial distributions are used to define the magnetic fabric pattern of the Millevaches granite and then to determine the flow structure of granitic plutons.

Figure 4 presents equal-area stereographic projections of three principal axes of magnetic susceptibility for each site with corresponding confidence intervals at 95% level. Although most of the sampled sites have shown well grouped orientations, three subdivisions may be recognised. Group I gathers the majority of population (52%) with three well distinguishable axes (Table 1 and Fig. 4); Group II shows a well grouped K_{\max} axes with scattered distribution of K_{int} and K_{\min} (22%; Table 1 and Fig. 4) and Group III produced well grouped K_{\min} with a scattered distribution of K_{\max} and K_{int} (26%; Table 1 and Fig. 4).

At the scale of the study area, the fabric pattern of the Millevaches massif revealed sub-horizontal lineations (Fig. 6) both for the two mica granites and the porphyritic biotite granites with a predominantly NW-SE orientation.

In the southern part of the study area (Fig. 4b), the majority of magnetic lineations reveals a NW-SE orientation with shallow down-dip plunge that rarely exceeds 30°. The magnetic foliations strike NW-SE with a dip ranging between 0 and 40°. Two or three sites show higher dips near the Pradines and Ambrugeat faults (MV76, MV63 and MV23, see location on Fig. 4).

In the central part (south of Millevaches latitude), and particularly in the northern continuity of the Pradines fault, sub-horizontal lineations strike N-S (Sites MV 77 - MV 78 - MV 34 - MV 35 - MV 36 - MV 37 - MV 38 - MV 39 - MV 40 in Fig. 6). East of the Pradines fault, the NW-SE trending lineations are predominant. The magnetic foliation pattern is less clear. Their orientations are often parallel to the edges of the massif, but low dips become steeper especially in the north of the Pradines dextral wrench fault (Fig. 7) exhibiting a dip varying between 90 and 45°.

In the northern part (between Millevaches and Peyrelevade latitudes) (Fig. 4a), the magnetic lineation pattern is more scattered but reveals three main trends. The NW-SE trends are still dominant but N-S and NE-SW directions are also measured. This NE-SW lineation is restricted to a few sites of two-micas-granites in the W-NW part of Millevaches village (e.g. Sites MV3 - MV8 - MV10 - MV12 - MV79 in Fig. 6). These sites present relatively low magnetic susceptibility intensity (37.5 , 44.9 and 44.3×10^{-6} SI for MV 8, MV 12 and MV 79 respectively; Table 1) and poor statistic precision parameter of AMS data with significant confidence radii at 95% level (e.g. 32.5° , 25.5° , 28.1° and 29.4° for MV 3, MV 10, MV 12 and MV 79 respectively; Table 1).

The magnetic foliation falls into two groups: the main one strikes to the NW-SE with an average dip of 60° to the NW. The foliation dip decreases gradually going to Argentat fault, near Eymoutiers (Fig. 7). The second group strikes NE-SW to E-W with a sub-horizontal dip.

According to Jover (1986) who carried out measurements on the north part of the massif (Figs. 6 and 7), the N-S sub-horizontal magnetic lineations are associated with vertical magnetic foliation within the porphyritic biotite granite. This author showed occurrence of the NW-SE sub-horizontal lineations mainly in the two mica granites. However, porphyritic biotite granites in the eastern part of the Pradines fault also recorded the NW-SE lineations.

Magnetic foliations with steeper dip are often measured parallel to the St Michel de Vaisse fault (Fig. 7). Within the northeastern part of the massif, foliation planes follow the edge shape of the pluton and strike E-W to NW-SE parallel to St Michel de Vaisse fault to become southward, N-S, like the Felletin-La Courtine ductile fault (Fig. 7). Within the inner part of the Millevaches massif, between Royère de Vassivière and Eymoutiers, the two-mica-granites foliation strikes N-S with a steep eastward dip ($>65^\circ$; Fig. 7). The same observation was made in the northern part of Royère. This area can therefore, be considered as the northward end of the Pradines fault.

To describe the shape of the AMS ellipsoid and the anisotropy degree, two parameters, T and P' (Jelinek, 1978 and 1981; Hrouda, 1982) are computed for each site (see Table 1). Both two-mica and porphyritic granites show common magnetic fabric characters (Fig. 5). The plot of the shape (T) and anisotropy degree (P) parameters shows a mixed feature of the linear (prolate) and planar (oblate) shapes between these two principal types of granites (Fig. 5). However, the spatial distribution of the two parameters is more complex. The oblate shape has been characterised along the St Michel de Vaisse fault ($T > 0.35$) and between Eymoutiers and Peyrelevade ($0 < T < 0.35$), (Jover, 1986). On the other hand, the prolate type ellipsoid has been well defined along the Pradines fault ($T < -0.35$) and to the east ($-0.35 < T < 0$). This is consistent with the well-grouped NW-SE to N-S sub-horizontal magnetic lineations

in this branch (Fig. 6). The prolate-dominated shape parameter has been also observed in the north of Eymoutiers district with T value varying between -0.35 and 0 and is in agreement with the regular NW-SE lineations. More than 90% sites show relatively weak anisotropy degree with P values less than 8%. Some anomalous sites (less than 10% of total population), mainly distributed in the northern part of the massif along the St Michel de Veisse fault indicate the possible influence of tectonic motion of this fault. On the AMS, it is worth to note that the Pradines fault and its N-NW extension are characterised by low P values ($P < 10\%$). These general lower P values suggest that the investigated AMS in this study was acquired during the emplacement of granitic massifs (Hargraves et al., 1991).

3. Microstructural observations

In order to recognize the process by which the magnetic fabrics are acquired, namely pre-full crystallization state, solid state flow or post crystallization state, a textural investigation has been made on 31 thin sections of representative samples. The samples have been subdivided in four types according to their mineralogy and orientation of magnetic lineation:

Type I (MV77-MV78-MV15-MV84-MV35; Fig. 4) corresponds to porphyritic biotite granite presenting a N-S magnetic lineation characterized by pre-full crystallization. These samples are located in the northern continuity of the Pradines fault. The texture shows xenomorphic aggregates of large quartz without substructure (Fig. 8a). These quartz grains do not present any sign of undulatory extinction or recrystallization. In this rock, the only oriented minerals are euhedral K-feldspars and plagioclases. Ubiquitous myrmekites, located adjacent to the K-feldspars (Fig. 8b) are interpreted as the result of crystallization of hydrous magma (Hibbard, 1987).

Type II (MV13, MV95, MV105, MV67, MV94, MV18, MV33; Fig. 4) is represented by porphyritic biotite granites with NW-SE lineation, which usually crop-out to the east and northeast side of the Pradines fault. These rocks provide microstructural criteria for a transition from pre-full crystallization to solid-state flow. The quartz textures show a typical deformation of high temperature recrystallization specified by the morphology of grain boundaries between adjacent quartz grains. The bowed grain boundaries and triple junctions (Fig. 8c) are due to grain-boundary migration (Jessel, 1987). At some sites, quartz grains present a chessboard-like texture (Fig. 8d), indicating both $\langle a \rangle$ and $\langle c \rangle$ dislocation slip during high temperature ($> 600^\circ\text{C}$) deformation under hydrous conditions (Mainprice et al., 1986; Blumenfeld et al., 1986). The peculiar curved shape of the boundary between quartz and feldspar is observed (Fig. 8d). According to Gower and Simpson (1992), this quartz-feldspar morphology is relevant to feldspar dissolution-precipitation at quartz-feldspar boundaries when oriented parallel to the foliation. This process of solid-state creep by diffusion occurs at high temperature (650°C - 750°C). Most K-feldspars are affected by myrmekites usually developed in zones perpendicular to the local direction of maximum shortening.

Interestingly, orthoclase frequently inverts to microcline (Fig. 8e). This process is typical of solid-state deformation (Eggleton and Buseck, 1980). Some of the biotite grains show kinking or undulatory extinction microstructures, which suggest plastic deformation (Fig. 8f). Sample MV13 shows sub-solidus static recrystallization in quartz (Fig. 8g). The rectangular contouring of quartz grains boundaries illustrates high mobility of grain boundaries at elevated temperature (Gapais and Barbarin, 1986).

The microstructures observed in the porphyritic biotite granite reveal a pre-full crystallization or solid state fabric. The lack of deformation after complete crystallization, indicates that acquisition of magnetic lineation in the porphyritic biotite granites is achieved during the magmatic stage or immediately after crystallization stage. Pre-full crystallization microstructures are rather observed in the samples located in the northward continuity of the Pradines fault whereas the solid-state microstructures are recorded in the granites located at east to northeast of the Pradines fault. Note that the two mica granites mylonites of the Pradines fault show typical signs of high temperature deformation that suggests a synchronous emplacement of two micas granites with the Pradines fault activity (Gébelin *et al.*, 2004). Similar observations have been made in the porphyritic biotite granites adjacent to the Pradines fault.

Correlation between the type of microstructures and the P parameter reveals a slightly higher P value for the texture of Type II that experienced a solid or sub-solidus state deformation ($2 < P < 9.4\%$) with an average of $P = 5.4\%$ than for the textures of Type I showing mainly pre-full crystallization textures with ($3.5 < P < 6.9$) and an average of 4.9% .

Type III (MV7, MV9, MV10, MV12, MV6, MV16, MV50, MV44; Fig. 4) corresponds to two micas granites mainly characterized by N-S to NNE-SSW lineation. They come from the SW of Peyrelevade except MV44 and MV50 situated in the northward continuity of the Pradines fault. Their textures are characterised by euhedral quartz crystals, none undulatory extinction is observed and micas are not deformed. These samples have preserved their primary magmatic textures. The only observation that could provide evidence for solid-state deformation is the occurrence of microcline in sample MV9. For the four last samples (MV6-MV16-MV50-MV44), the quartz grains present sometimes undulatory extinction.

Type IV samples (MV1, MV3, MV19, MV21, MV25, MV28, MV38, MV45, MV52, MV54, MV56, Fig. 4) have pre-full recrystallization textures or deformations recorded just after the magmatic stage. They are mainly from the two mica granites and come from the both sides of the Pradines fault. Their lineations are, for most cases, NW-SE directed but a few have N-S or NE-SW direction. Grain boundary migration is more intense and shows interlobate quartz. The quartz “chessboard” textures, characteristic of prism $\langle c \rangle$ slip system (Mainprice *et al.*, 1986; Blumenfeld *et al.*, 1986) are recurrent, and likewise, the formation of cusped grain boundary microstructures between quartz and feldspar (Fig. 8h) (Gower and Simpson, 1992). The occurrence of microcline is almost systematic. Micas and feldspars are sometimes kinked or bent. Few occurrences of myrmekites indicate slight melt relocation during the granite cooling.

Like the porphyritic biotite granite, two mica granites magnetic fabrics were acquired during or just after the magma crystallization.

IV. Gravity study

Previous work on the Millevaches massif allowed us to model the geometry of the entire massif. Analysis and inversion of the residual Bouguer anomaly in the area (Fig. 9) showed that the Millevaches massif is 2 to 4 km-thick, from north to south and from west to east, locally rooting down to about 6 km depth in its eastern and southern extremities (Gébelin *et al.*, 2004). In order to discuss in more detail the structure of the Millevaches massif, four 2D gravity cross-sections oriented E-W across the massif are presented (profiles A, B, C and D, fig.9). In addition, two meridian general gravity cross-sections are discussed at the regional scale (profiles E and F, fig.9), they point to the relationship of the Millevaches massif with the surrounding terrains. To best constrain the gravity models, all the available independent

information has been taken into account. The outcropping limits of the surface formations were derived from the geological maps (Cuney and Stussi, 1989) and personal field observations. Structural indications such as the foliation dip and the faults traces were incorporated in the models. The densities of the various geological were measured by Gébelin *et al.* (2004). The densities of the main units are: $\rho=2640 \text{ kg/m}^3$ for the two micas granites, $\rho=2620 \text{ kg/m}^3$ for the porphyritic biotite granites, $\rho=2750 \text{ kg/m}^3$ for the micaschists, $\rho=2780 \text{ kg/m}^3$ for Bt/Sil gneiss, $\rho=2720 \text{ kg/m}^3$ for Crd migmatite of “aubussonite” type. It must be kept in mind that due to the weak density contrast between porphyritic biotite granites and two micas granites, contacts at depth between both facies are poorly constrained. The deepest modelled interface is the bottom of the micaschists which lies on an undifferentiated substratum of density 2800 kg/m^3 , *i.e.* possible density contrasts deeper than the micaschists are not taken into account. This assumption is valid because we model the residual Bouguer anomaly: in this case, only short to intermediate wavelength anomalies are considered, that are mainly associated to sources shallower than approximately 10 km depth. In order to avoid edge effects, all profiles were extended at both ends of about 100 km.

The Limousin substratum belongs to the para-autochthonous unit upon which internal and more metamorphic units were thrust (Ledru *et al.*, 1989). These units correspond to the Massif Central nappes and consist from top of to bottom, the Upper Gneiss Unit (UGU), the Lower Gneiss Unit (LGU) and finally the para-autochthonous micaschist unit (Ledru *et al.*, 1989). By convenience we use in our gravity model, the organization of Crd anatexites (UGU), with or without high-pressure rock, on Bt/Sil gneiss (LGU), on micaschists. The Crd anatexites might be the result of the Bt/Sil gneiss partial melting; hence it is difficult to apprehend the thickness of these two units.

In our modelling, structural relationships and depth of the deep para-autochthonous gneiss and micaschist formations is adapted from Argentat deep seismic profile (Bitri *et al.*, 1999) that crosses the western border of the Millevaches plateau (Fig. 9). The seismic interpretation which we integrate in our gravity profile A shows that the Argentat normal fault offsets the bottom of the micaschists from about 14 km depth west of the Millevaches to about 7 km depth underneath the Millevaches massif. Seismics also indicates that deep para-autochthonous gneissic and migmatitic series, that are imaged west of the massif, are not recognized below the granite, which lies directly onto the micaschists. As a hypothesis, this geometry of the deep metamorphic units has been generalized northwards along the western border of the Millevaches massif. Moreover, the occurrence of these para-autochthonous metamorphic units is observed in the field on both sides of the Millevaches massif, and the gravity anomaly is symmetric at the western and eastern borders of the massif. Consequently, we hypothesized that the geometry of the deep metamorphic units west of the massif could be reproduced symmetrically at its eastern border, making the assumption that the Millevaches plateau was exhumed as a block, driven along the faults that enclose it to the west, north and east.

The first gravity profile A (Fig. 10) is located in the southern-central part of the Millevaches plateau, in the prolongation of the Argentat deep seismic profile (Fig. 9). From west to east, the granite thickens from about 1.5 to 3 km. Immediately to the east of the Pradines fault, the anomaly remains low, suggesting the presence of buried granite under the surface micaschists. More to the east, the anomaly increases as gneissic units come to the surface, and decreases again because the influence of Ussel granite. West of the Millevaches massif, the anomaly (i) increases because of the dense (2800 kg/m^3) high pressure rocks that crop out in the Uzerche synform, and (ii) decreases in the Tulle antiform because of a 4-km-thick two micas granite occurrence (Roig *et al.*, 1998; Bellot, 2001).

Cross-section B (Fig. 10) trends E-W across the central part of the Millevaches and crosscuts the Meymac porphyritic pluton. At the eastern extremity of the Millevaches massif, the highly negative gravity anomaly suggests an important thickening of granite. In this area, mining exploration also revealed the presence of buried late granite called the “Neuf Jours pluton” (Burnol *et al.*, 1980), which might partly contributes to the anomaly. The exact relation between the Meymac and Neufs Jours granites at depth is a question mark as suggested on Figure 10. Meymac and Neuf Jours granites are modelled as a single magmatic body of about 6 to 7-km-thick, and interpreted as an isolated batholite rather than a feeding zone for the entire Millevaches massif. The thickness of the Millevaches massif progressively decreases westwards. West of the outcropping limit of the granite, the anomaly becomes positive due to the effect of the outcropping dense Bt/Sil gneisses. In this zone, to account for the relatively moderate increase of the Bouguer anomaly, the modelling allows the granite to be extended at depth, in the footwall of the Argentat fault. This geometry is observed all along the western border of the plateau, in the four sections A, B, C and D. At the western end of profile B (Fig. 10), the anomaly significantly decreases, in relation with the deep granitic dome that was imaged at about 8 to 15-20 km depth in the Laurieras deep seismic profile (Bitri *et al.*, 1999) (see location of profile on Fig. 9).

Gravity profile C (Fig. 10) exhibits a fairly symmetric Bouguer anomaly from one side of the Millevaches massif to the other. As previously determined by the gravity field inversion (Gébelin *et al.*, 2004), the massif gradually thickens eastwards, between 1.5 to 3 km. Short wavelength secondary anomalies reflect low amplitude depth variations and/or granite density variations. On both sides of the Millevaches, the Bouguer anomaly increases because dense deep metamorphic units crop out at the surface: west of the massif, eclogite-bearing high pressure metamorphic assemblages in the S^t Germain-les-Belles synform, and east of the massif, high density Cordierite migmatites and Biotite/Sillimanite gneisses.

Gravity profile D (Fig. 10) is located in the northern part of the Millevaches massif, which is modelled as a 1 to 2 km-thick laccolith, from west to east. West-side of the Argentat fault, the gravity anomaly abruptly decreases above the Auriat granite, which is modelled as a 3.5 km-thick pluton. The observed difference in thickness between the Auriat and Millevaches granites could be explained by the uplift of the Millevaches block at footwall of the Argentat normal fault. East of the Millevaches massif, the gravity anomaly abruptly increases because dense gneissic units crop out, and slowly decreases eastwards with thickening of the Guéret granite in the area of Crocq porphyritic granite.

Altogether, these four cross-sections of Millevaches massif, are in agreement with previous results (Gébelin *et al.*, 2004), that interpret it as a laccolith-like batholith, which thickens eastward from about 1.5 km to 3 or 4 km. This apparent E-W tilting of the bottom contact of the massif is certainly due to a west-side vertical offset of the massif which we could relate to the normal Argentat faulting. This assumption is consistent with the interpretation of the Argentat seismic profile (Bitri *et al.*, 1999) which shows a vertical offset of the Millevaches block when compare the two sides of the fault.

To compare the Millevaches massif with others granitic plutons and investigate relationships with surrounding terrains, we present two regional sub-meridian gravity profiles (E and F) orthogonal to the four previous A, B, C and D sections. All profiles are modelled in geometrical coherence with each other's.

Regional gravity profile E (Fig. 11) begins to the NNW in the Crozant pluton of the Aigurande plateau, north of Guéret massif, and goes SSE into the Meymac granite, east of the

Millevaches. The central part of the profile exhibits a strong positive anomaly that does not fit with the low Guéret granite densities (about 2620 kg/m^3). This implies very thin Guéret granite in this area (no more than a few hundred metres), as evidenced by the occurrence of Crd anatexites outcrops in its central part. This is in fact not enough to account for the entire intermediate wavelength positive anomaly. Thus necessary to invoke a deep dense source. One possible solution that allows fitting the amplitude and wavelength of this anomaly is a very dense (3100 kg/m^3) body, extending north of the S^t Michel de Veisse fault, below the Guéret massif, between 4 and 5 km depth. This dense body could be likely high-pressure dense rocks of the Upper Gneiss Unit.

The Marche sinistral wrench fault separates to the north the Guéret massif from the Aigurande plateau. Several leucogranitic plutons are spatially related to this fault such as the Crozant granite. In agreement with previous more detailed modelling of the pluton (Dumas *et al.*, 1990), we model it as a 2-km-thick pluton rooted southwards into the Marche fault plane. South of the Guéret massif, the Millevaches massif thickens from about 1 to 4 km as shown by slow decreases of the gravity anomaly. At the SSE end of the profile, the minimum of the gravity anomaly corresponds to the Meymac pluton and buried Neuf Jour granite, and is in agreement with the B profile. More to the south, the anomaly increases with coming out to the surface of the dense metamorphic para-autochthonous units.

Regional gravity profile F (Fig. 11) is oriented NNE-SSW. It extends across the Aigurande plateau, the Guéret and Millevaches massifs from north to south. This profile crosscuts C, D and E profiles and allows to confirm the overall geometries of the surface and deep units, highlighting the shallowness of the Guéret granite and the necessity of the high-density body at about 4 to 5 km below the surface. To the north, leucogranite plutons are deep-rooted into the Marche fault; north of the fault, the occurrence of such granite at depth is attested by the persistence of the gravity low even if denser gneisses are mapped at surface. To the south, the profile crosscuts the north-western part of the Millevaches massif where the thickness is the lowest: not more than 1.5 km along this profile.

The gravity study allows to propose a model of the Millevaches massif structure and its relationships with the country rocks at the regional scale of the Limousin. Visibly, the shape of the granites modelled in the Aigurande plateau, the Guéret and Millevaches massifs, is variable. The leucogranites located in the Aigurande plateau, like the Crozant pluton, are directly associated with the Marche wrench fault, that could be the initiator of the magma emplacement (Faure and Pons, 1991). The shape of these plutons is comparable to the leucogranites emplaced along the South Armorican Shear Zone, in French Brittany (e.g. Berthé *et al.*, 1979; Vignerresse and Brun, 1983; Martelet *et al.*, 2004). Their shape reveals “diapiric structure” with a well-expressed root, localized into the fault, and the upper part of the batholite extruded in the surrounding units. This is at variance with large composite massifs such as Guéret and Millevaches where gravity doesn’t evidence any feeding zones. Both massifs are thin compared to their cartographic extent. Both thicken somewhere (the Meymac granite for the Millevaches, and the Crocq granite for the Guéret). In both cases also, the AMS shows a sub-horizontal foliation, bearing a NW-SE oriented lineation. This led Jover (1986), for the Guéret massif to interpret that magma was emplaced at east and then flowed westwards, within the pre-existing Crd migmatite foliation. This model will be discussed in the following but an alternative emplacement mode will be proposed for the Millevaches massif.

V. Discussion

Combining field observations, AMS data and gravity models, three E-W geological cross-sections through the Millevaches massif have been drawn (Fig. 12). The geometry of lithotectonic units derives from the gravity modelling, based on the seismic profiles interpretation. Magnetic foliations and field structural observations constrain the granites inner structuration and their relationships with faults. The magnetic foliation pattern shows a general sub-horizontal dip, which increases near the boundaries and in proximity to the Pradines dextral wrench fault (Profiles A and B on Fig. 12). Most the lineations are sub-horizontal, none of them present a high down-dip plunge which could suggest rooting of the granite. In particular, in the eastern part of the massif, the strong negative gravity anomaly is not related to high-dipping magnetic lineations. Furthermore, the decentralized location of this negative anomaly with respect to the Millevaches N-S general trend does not suggest that the Millevaches rooted there (Profile B, Fig. 12). However, no other clear gravity negative anomaly showing a thickening of granites allow us to propose a feeding zone for the massif. The E-W gravity cross-sections through the Millevaches show from north to south the 1 to 4 km thick tabular shape of the massif.

The flat magnetic foliations and lineations are therefore in good agreement with the gravity thin and flat laccolith model (Fig.12). Based on the gravity models of Figure 10, and as shown on geological A and B cross-sections (Figure 12), the thickness of granite slightly increases near the Pradines fault. As discussed later, we propose that this N-S lineament constitute a probable feeding zone for the Millevaches granites.

The magnetic lineations reveal three main trends namely: a major NW-SE direction, a N-S trend more often observed in the porphyritic biotite granite and finally few NE-SW orientations recorded into the two mica granites.

The microstructures reveal pre-full crystallization state or solid-state flow. The pre-full crystallization microstructures are often correlated with the N-S lineation, which are usually located in the north or northeast of the Pradines fault. The magnetic anisotropy degree associated with these N-S lineations is weak ($P < 10\%$) and consistent with the acquiring of the magnetic fabric during the magma crystallization (Hargraves et al., 1991). These granites have not suffered important deformation since then.

The NW-SE magnetic lineations, which developed on both sides of the Pradines fault, present transitional microstructures between pre-full crystallization and solid-state flow.

Magnetic fabrics and microtextural observations show that the porphyritic biotite granites and two mica granites (leucogranites) recorded the same deformation that could indicate a similar cooling age. The plot of the shape (T) and anisotropy degree (P) parameters show an undifferentiated repartition of the linear (prolate) and planar (oblate) shapes (Fig. 5) between the two principal types of granites, and thus confirm the idea that they are contemporaneous and/or emplaced in the same tectonic context.

The very scarce NE-SW lineations are situated in the centre, west of Peyrelevade, and in the northern part of the Millevaches (Jover, 1986). They are characterized by the same transitional microstructures. These lineations are not relevant to flow determination because the magnetic prolate ellipsoid shape is poorly defined and the intensity of magnetic susceptibility is low.

North of Millevaches massif, the Pradines N-S to NNW-SSE orientation seems to be interrupted or taken over from the E-W to NW-SE Arènes-Ouzilly, St Michel de Veisse, La Courtine ductile shear zones (Fig.1).

The NW-SE magnetic lineations, on both sides of the Pradines fault are in agreement with a dextral sense of shearing. In the northern part of the massif, the same NW-SE lineations recorded in the two mica granites or in the porphyritic biotite granites, become progressively

parallel to the St Michel de Veisse fault. This suggests that Pradines and St Michel de Veisse faults were active at the same time, during granites emplacement.

Within the northeastern part of the Millevaches massif, the sub-vertical foliation follows the edge of the pluton: from E-W to NW-SE along the Saint Michel de Veisse fault, it becomes N-S along the Felletin-La Courtine ductile fault. Along this fault, the leucogranites display a N-S vertical foliation that shows a 20° to 30° southward dipping lineation. The C-S shear criteria yield a dextral shearing sense acquired during the granite cooling (550°C-600°C). These observations evidence the coeval functioning of St Michel de Veisse and Felletin-La Courtine faults.

Along the Argentat normal fault, the general direction of the lineation is NW-SE. This direction is recorded by AMS in the leucogranites located between Bourgneuf and Eymoutiers (Fig. 6). North of the Millevaches massif near Bourgneuf, the field observations show a porphyritic biotite granite reorientation, which from a NNW-SSE sub vertical foliation east of Bourgneuf, passes to 30 to 40° westward dips going towards Argentat fault. Likewise, these observations suggest a synchronous emplacement of the two types of granites during the functioning of the Argentat fault.

To sum up, the Millevaches magmas are controlled by three N-S accidents that imposed their N-S trend with first, the predominant Pradines dextral wrench fault in the middle that played a feeding-zone role, then on the westward side, the Argentat ductile normal fault that confined the magmas flow and finally at east on eastward the Felletin-La Courtine dextral wrench fault (Fig. 12). These three N-S accidents are taking over the NW-SE St Michel de Veisse fault that also recorded the crystallization of magmas.

VI. Conclusion

AMS, gravity and tectonics results combined allow to propose a mode of emplacement for the Millevaches massif that does not invoke the classical diapiric model (Lameyre, 1982 ; Duthou and Floc'h, 1989). The flat magnetic foliations and lineations are in good agreement with the gravity thin and flat laccolith model (Fig.12). The E-W gravity cross-sections through the Millevaches confirm from north to south the 1 to 4 km thick tabular shape of the massif. The structural study thanks to the AMS investigation allowed better understanding of the magmas emplacement context and their relationships with the regional ductile shear zones.

The magnetic foliation pattern shows a general sub horizontal dip with an increase near the boundaries and especially directly in line with the N-S Pradines dextral wrench fault (Fig. 12). The magnetic lineation reveals two main trends: a N-S direction characterized by pre-full crystallization microstructures and located in the inner part of the Pradines fault zone and a predominant NW-SE orientation distinguished by pre-full crystallization and solid-state flow microstructures. These NW-SE lineations on either side of the central Pradines fault zone draw with the median N-S lineations a sigmoid shape pattern that is in agreement with a dextral shear zone. Within fault zones as well as far from faults, the occurrence of pre-full crystallization to solid state microstructures shows that these magnetic lineations were acquired during or shortly after crystallization of the magma. We propose that the magnetic lineation field matches the tectonic driven magmatic flow. A sketch model (fig. 13) proposes that the thick Pradines shear zone is a feeding magmatic zone with vertical flow. Its N-S orientation parallel to the general trend of the massif, its large thickness (4 to 5 km), the occurrence of vertically foliated xenoliths that extend it northwards (profile D, Fig. 12), the typical C-S structures indicative of a dextral shearing sense and the high-temperature recurrent quartz microstructures attest of the great role played by the Pradines fault in the

Millevaches magma emplacement. However, there is no field evidence of vertical flow at the surface, where the tectonic dextral transcurrent movement prevails. The high-dipping lineations related to the magma ascent have been obliterated during the granite emplacement by the Pradines dextral wrench mechanism.

Four principal mechanisms support the granitic continental magmatism: fusion, segregation, ascent and emplacement. Our AMS study gives insight in the emplacement mechanisms. The AMS and gravity data evidence the close relationships between the Millevaches magmas and boundary faults. The deep root zones location of the Millevaches massif remains little known. At variance with the Aigurande plutons, the Brême massif or the Auriat granite where gravity root zones are detected, no large negative anomaly associated with the supposed feeding zone. Lack of deep data under the Pradines fault, do not allow to explain with accuracy the ascent mechanisms of Millevaches granites. However, the gravity study made on the massif and its environment gives insights on the large debate of granites ascent mechanisms in the upper crust.

The weak negative anomaly underneath the Pradines fault could be explained by narrow or unstable feeding zones that disappear after the passage of magma that did not crystallize in the conduit. We can imagine a magma chamber at depth that supplies a N-S trending thermal plume system upwards. Once the magma reaches the upper crust through the Pradines dextral wrench fault, it spreads-out laterally into the sub horizontal micaschist foliation (Fig. 13). This proposed assumption for the ascent and emplacement mechanisms of the Millevaches massif was first put forward by Pollard and Johnson, 1973 ; Jackson and Pollard, 1988 ; Corry, 1988 through quantitative studies of the laccoliths emplacement in the crust. These authors summarize the laccolith formation in three stages: vertical ascent in narrow dikes, emplacement and horizontal propagation as sills, and finally, in situ inflation and doming. In our case, we explain the horizontal propagation by magma migration through the pre-existing sub-horizontal micaschists foliation. For Hogan and Gilbert (1995), the tabular plutons outcome from magmas with a weak crystals content ($< 30\%$) subsequently trapped by a mechanical anisotropy inside the upper crust.

What are the source and nature of heat allowing such important quantity of granites in the Limousin?

Such heat source is consistent with the development of lithospheric delamination proposed by Downes *et al.* (1990) and Leyreloup (1992) through the study of granulite facies xenoliths in the Massif Central, which coincided with the Namuro-Wesphalian magmatic event. The idea of a lower crust fusion under the effect of heat transfer by underplating or intrusion in the lower crust of basaltic magmas, was formerly suggested by several authors (Huppert and Sparks, 1988 ; Bergantz, 1989 ; Davidson *et al.*, 1992 ; Petford and Gallagher, 2001). The model we propose for Millevaches magmatism puts forward the creation of magma chambers above the Moho as the result of lower crust partial-melting driven by basic magmas underplating. In this scheme, the N-S Pradines fault of crustal scale could focus the magma at depth and create a N-S trending thermal plume and subsequent rapid ascent (Petford *et al.*, 1993) of magma in the upper crust. Different pulses of ascent could correspond to various plutons. The composite geometry (many small laccoliths) of the Millevaches massif could be the result of a pulsed source of magmas, which ascends rapidly through the crust (Petford, 1996). The lithospheric delamination concept under the Limousin area finds a geodynamic explanation with the crustal extensional tectonics (Faure, 1995) characterized by an E-W to NW-SE maximum stretching direction and responsible of detachment fault, and emplacement of leucogranites in the Limousin area. In our model of granite emplacement, the N-S trending thermal plumes correspond to open cracks and are consistent with an E-W boudinage extension direction at the magma chamber level (Fig. 13).

Acknowledgments

We thank C. Truffert and J.Y. Roig for fruitful discussions concerning the Argentat seismic profile interpretation as well as on the geology of nearby areas. Anne Delplanque is also warmly thanked for providing support in the 3D drawing. Gravity modelling and geophysical maps were produced using Geosoft/GM-SYS software.

References

- Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1305-1320.
- Augay, J.F. 1979. Les leucogranites et monzogranites de la région d'Eymoutiers - Peyrat le Château (Massif du Millevaches, Massif Central Français). *Gisement et pétrologie*. Unpublished. doctoral Dissertation, University of Lyon I, Lyon.
- Bellot, J.Ph., 2001. La structure de la croûte varisque du Sud-Limousin (Massif central français) et ses relations avec les minéralisations aurifères tardi-orogéniques : apport des données géologiques, géologiques, géophysiques et de la modélisation 3D. *Thèse de Doctorat de l'Université Montpellier II*.
- Bergantz G.W., 1989. Underplating and partial melting : implications for melt generation and extraction. *Science*, 254, 1039-1095.
- Berthé, D., Choukroune, P., Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear zone (France). *Journal of Structural geology*, 1, 31-42.

Bingham, C., 1964. Distribution on a sphere and on the projective plane. Ph.D. thesis, Yale University.

Bitri, A., Truffert, C., Bellot, J.-P., Bouchot, V., Ledru, P., Milesi, J.-P., Roig J.-Y., 1999. Imagerie des paléochamps hydrothermaux As-Au-Sb d'échelle crustale et des pièges associés dans la chaîne varisque : sismique réflexion verticale (GéoFrance3D : Massif central français). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 329, 771-777.

Blumenfeld, P., Mainprice, D., Bouchez, J.-L., 1986. c-slip in quartz from subsolidus deformed granite. Tectonophysics 127, 97-115.

Brown, M., Solar, G.S., 1998. Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. Journal of Structural Geology 20, 1365-1393.

Burnol, L., Peronne, Y., Vaucorbeil, H., 1980. La coupole cachée de leucogranite de Neuf-Jours (Corrèze) et les minéralisations en tungstène associées. Chronique Recherche Minière 455, 93-116.

Colchen, M., Rolin, P., 1996. Le Complexe des Essarts-Mervent dans la transversale vendéenne de la chaîne hercynienne. Essarts-Mervent Complex in the Vendée transverse of the Hercynian Geosyncline. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre 7, 51 p.

Corry, C.E., 1988. Laccoliths; Mechanics of emplacement and growth. Geological Society of America. Special Paper 220, 110 p.

Courrioux, G., 1983. Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). Bulletin de la Société géologique de France 125, 301-307.

Cuney, M., Stussi, J.M., 1989. Synthèse géochimique sur les granites du Millevaches. Détermination de leur potentialité uranifère. Rapport au CEA, 64 p + annexes, dont une carte géochimique en couleur du Millevaches au 1/100 000°).

Davidson, C., Hollister, L.S., and Schmid, S.M., 1992. Role of melt in the formation of a deep-crustal compressive shear zone: the MacLaren Glacier metamorphic belt, South Central Alaska. Tectonics 11, 348-359.

D'Lemos, R.S., Brown, M., Strachan, R.A., 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement in a transpressional orogen. Journal Geological Society of London, 149, 487-490.

Downes, H., Dupuy, C., Leyreloup, A.F., 1990. Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). Chemical Geology 83, 209-231.

Dumas, E., Faure, M., Pons, J., 1990. L'architecture des plutons leucogranitiques du plateau d'Aigurande et l'amincissement crustal tardi-varisque. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 310, Série II, 1533-1539.

Duthou, J.L., Floc'h, J.P., 1989. Evolution tectonométamorphique du Massif Central. Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France, Bulletin de la Société géologique de France 4 :667-693.

Eggleton, R. A., Buseck, P.R., 1980. The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 74, 123-133.

Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14, 132-153.

Faure, M., Pons, J., 1991. Crustal thinning recorded by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the Northwest Massif Central, France. *Geology* 19, 730-733.

Faure, M., Becq-Giraudon, J.F., 1993. Sur la succession des épisodes extensifs au cours du des-épaississement carbonifère du Massif Central Français. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 316, 967-973.

Floc'h, J-P., 1983. La série métamorphique du Limousin central: une traverse de la branche ligérienne de l'orogène varisque, de l'Aquitaine à la zone broyée d'Argentat (Massif Central Français). Thèse d'Etat, Limoges 445 p..

Gapais, D., Barbarin B. (1986). Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophysics*, 125, n°4, 357-370.

Gébelin, A., Martelet, G., Brunel, M., Faure, M., Rossi, P., 2004. Late Hercynian leucogranites modelling as deduced from new gravity data: the example of the Millevaches massif, Massif Central, France. *Bulletin de la Société géologique de France* (In Press).

Gleizes, G., Leblanc, D., Bouchez, J.L., 1997. Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9, 38-41.

Gower, R.J.W., Simpson, C., 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *Journal of structural geology* 14, 301-313.

Guineberteau, B., 1984. Le massif granitique de Mortagne sur Sèvre (Vendée): structure, gravimétrie, mise en place, distribution de U/Th/K. Thèse de 3^{ème} cycle, Nantes, 178p.

Hargraves, R.B., Johnson, D., Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy; the cause of AMS in igneous rocks ? *Geophysical research Letters* v.18, n.12, 2193-2196.

Hibbard, M.J., 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology* 95, 543-561.

Hogan J.P., Gilbert M.C., 1995. The A-type Mount Scott granite sheet : importance of crustal magma trap. *Journal Geophysical Research*, 100, 15792-15799.

Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37-82.

Huppert, H.E. and Sparks, R.S.J., 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology*. 29, 599-624.

Hutton, D.H.W., 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal granite, NW Ireland. *Journal Geological Society of London* 139, 615-631.

Ingram, G.M., Hutton, D.H.W., 1994. The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia. *Geological Society of America Bulletin* 106, 715-728.

Jackson, M.D., and Pollard, D.P., 1988. The laccolith-stock controversy: New results from the southern Henry Mountains, Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 117-139.

Jelinek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysika et Geodetika* 22, 50-62.

Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics* 79, 563-567.

Jessel, M.W., 1987. Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of structural geology* 9, 1007-1014.

Jover, O., 1986. Les massifs granitiques de Guéret et du nord-Milleval. Analyse structurale et modèle de mise en place (Massif Central Français). Thèse de doctorat, Nantes 233 p..

Koukouvelas, I., Pe-Piper, G., Piper, D. J. W., 2002. The role of dextral transpressional faulting in the evolution of an early Carboniferous mafic-felsic plutonic and volcanic complex : Cobequid Highlands, Nova Scotia, Canada. *Tectonophysics* 348, 219-246.

Lameyre, J., 1966. Leucogranites et muscovitisation dans le massif Central Français. Thèse, Clermont-Ferrand 264 p..

Lameyre, J., 1982. Contribution à la géologie du Limousin : arguments pour des fenêtres ouvertes dans un grand charriage par des diapirs leucogranitiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 294, 1237-1240.

Ledru, P., Lardeaux, J.-M., Santallier, D., Autran, A., Quenardel, J.-M., Floc'h, J.-P., 1989. Où sont les nappes dans le Massif central français ?. *Bulletin de la Société géologique de France* 8, 605-618.

Leyreloup A. F., 1992. La croûte métamorphique du Sud de la France (Massif Central, Languedoc). Géologie des surfaces et des enclaves remontées par les volcans Cénozoïques : Le rôle des intrusions mafiques basi-crustales dans la croûte inférieure. Thèse de doctorat d'état. Université Montpellier II. 2t, 557 p.

Lillié, F., 1974. Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg 101p.

Mainprice, D., Bouchez, J.-L., 1986. Dominant *c* slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology* 14, 819-822.

Martelet, G., Calcagno, Ph., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D. and Brun, J.P., 2004. Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture Zone in the Champtoceaux area (South Brittany, France). *Tectonophysics*, in press.

Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.

Matte, P., 1998. Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic belts: Uralides and Varicides. Special Issue Tectonics and General History of Phanerozoic orogens. Geological Society Sweden (G.F.F.) 120, 209-222.

Monier, G. 1980. Pétrologie des granitoïdes du Sud Millevaches (Massif Central Français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^{ème} Cycle, Université de Clermont II, 288p.

Mouret, G., 1924. Sur la structure de la région granitique de Millevaches. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 179, 1612-1615.

Petford N., 1996. Dykes or diapirs? *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87, 105-114.

Petford N., Kerr, R.C., and Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology* 21, 845-848.

Petford N., Gallagher K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 483-499.

Pollard, D.D., and Johnson, A.M., 1973. Mechanics of growth of of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, II - Bending and failure of overburden layers and sill formation: *Tectonophysics*, 18, 318-354.

Raguin, E., 1938. Contribution à l'étude du plateau de Millevaches (révision de la feuille de Limoges). *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France* 197, 113-119.

Roig, J.-Y., Faure, M., Truffert, C., 1998. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM, and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SO French Massif Central. *Journal of Structural Geology*, 20, 9-10, 1169-1189.

Roig, J.-Y., Faure, M., 2000. La tectonique cisailante polyphasée du Sud Limousin (Massif Central Français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bulletin de la Société géologique de France* 3, 295-307.

Speer, J.A., McSween, H.Y., Gates, A.E., 1994. Generation, segregation, ascent, and emplacement of Alleghanian plutons in the Southern Appalachians. *Journal of Geology* 102, 249-267.

Tikoff, B., Saint Blanquat (de) M., 1997. Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc, California. *Tectonics* 16, 442-459.

Vidal, P., 1973. Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du Massif Armoricaïn. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 239-245.

Vignerresse, J.L. and Brun, J.P., 1983. Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bulletin de la Société Géologique de France* 25, 357-366.

Figure captions

Figure 1 :Simplified geological map of the northwestern part of the Massif Central, France.

a) Structural map of the study area in the French Massif Central. b) Millevaches massif lithologic units map.

Figure 2 :Hysteresis curve showing linear and superposing induced magnetic moments with respect to increasing and decreasing applied magnetic fields.

Figure 3 :Frequency histogram for bulk magnetic susceptibility.

Figure 4 :Equal area-projection of AMS results for a)the north part and b)the south part of our study area in the Millevaches massif. The three main axes of the ellipsoid ($K_{\max} > K_{\text{int}} > K_{\min}$) are represented by squares, triangles and circles respectively with unweighted 95% confidence zones. The small symbols are for the specimen data, the large grey symbols are for the site average data.

Figure 5 : Plots of the shape (T) and anisotropy degree (P) parameters showing an homogeneous repartition between the linear (prolate) and planar(oblate) shapes.

Figure 6: Magnetic lineations of the Millevaches massif: a) AMS data from Jover (1986), b) AMS data from our study area.

Figure 7: Magnetic foliations of the Millevaches massif: a) AMS data from Jover (1986), b) AMS data from our study area.

Figure 8: Details of microstructures. Sections are cut perpendicular to foliation and parallel to lineation.

(a) Large quartz crystals within porphyritic biotite granite indicate primary formation (MV78). (b) Development of myrmekites adjacent to the K-feldspar in porphyritic biotite granite (MV84). (c) Polycrystalline quartz aggregate showing an intense phenomenon of grain boundary migration typical of high temperature deformation within porphyritic biotite granite (MV105). (d) Quartz with chess-board pattern indicating both $\langle a \rangle$ and $[c]$ dislocation slip activity during high-temperature deformation in porphyritic biotite granite (MV94). Note the curved geometry of the quartz-feldspar phase boundary (underlined by the white arrows). (e) Orthoclase inversion to microcline typical of solid-state deformation within porphyritic biotite granite (MV67). (f) Kinking of biotite showing evidence of solid state flow (MV105). (g) Quartz grains with squared contours suggesting high crystallographic control on grain boundary orientations during high temperature within porphyritic biotite granite (MV13). (h)

Grain boundary cups between quartz and feldspar indicative of a type of solid-state diffusional creep in two mica granites deformed at elevated temperatures (MV18).

Figure 9: Profile location on Residual Bouguer anomaly map of the north-western part of the Massif Central. White circle correspond to the Bitri et al. (1999) seismic profiles location.

Figure 10: Direct 2D gravity modelling through the Millevaches massif along E-W cross sections from south to north. The A, B, C and D profiles show that the Millevaches massif, is from north to south a 1 to 4 thick laccolith which deepens from about 1.5 km on its western flank to about 3-4 km on its eastern limit.

Figure 11: N-S regional direct 2D gravity modelling from the Aigurande plateau to the Millevaches massif. These two profiles crosscut the four previous A, B, C and D models with a geometrical coherence with them. The main particularity observed through these N-S profiles is the thinness of the Guéret granite and the presence of the high-density body at about 4 to 5 km below the Guéret surface. To the north, the 2D gravity modelling confirm the close relationships detected by Dumas *et al.*, in 1990 between the leucogranites plutons and the Marche fault. Finally, south of the Guéret, the Millevaches massif thickens from about 1 to 4 km as the gravity anomaly slowly decreases.

Figure 12: Sketch geological cross-sections, built from AMS and gravity data through the Millevaches granitic massif along profiles A, B and D. (See location on figure 9).

Figure 13: Proposal of model of Millevaches leucogranites emplacement in the crust. a) First stage of granite emplacement. The magma migration in the crust has done through the N-S Pradines vertical fault. This lineament (at least of crustal extension), focused the magmas at depth (lower crust) and played a feeding zone role for them in that once they had reached the upper crust they spread-out laterally using the sub horizontal micaschist foliation. In the lower crust, the fault control the magma geometry creating a parallel N-S thermal magma plume system deriving of magma chamber located above the moho. The layered lower crust anatexis could be due to an asthenospheric piece upwelling under the crust, by lithospheric delamination argued by Downes *et al.* (1990) through the study of granulite-facies xenoliths in the Massif Central.

b) Final stage of magma emplacement. The migration of magma through the sub horizontal micaschist foliation reached its maximum, forming the Millevaches laccolith. The magma emplace during the Pradines dextral wrench fault functioning and record the movement of it. The long black arrows on both side of the fault represent the magnetic lineations trends recorded by the Millevaches granites. At the bottom of the crust, the narrow thermal plume system progress, closing gradually under the Pradines fault and to reopen elsewhere under another fault.

Table 1. Anisotropy of magnetic susceptibility data. N: number of specimens; BMS: Bulk magnetic susceptibility in 10^{-6} SI; Dec, Inc, a_{95min} , a_{95max} : declination, inclination, Bingham [1964] bimodal statistics data, respectively, in degrees; P': anisotropy degree; T: shape parameter [Jelinek, 1981; Hrouda, 1982].

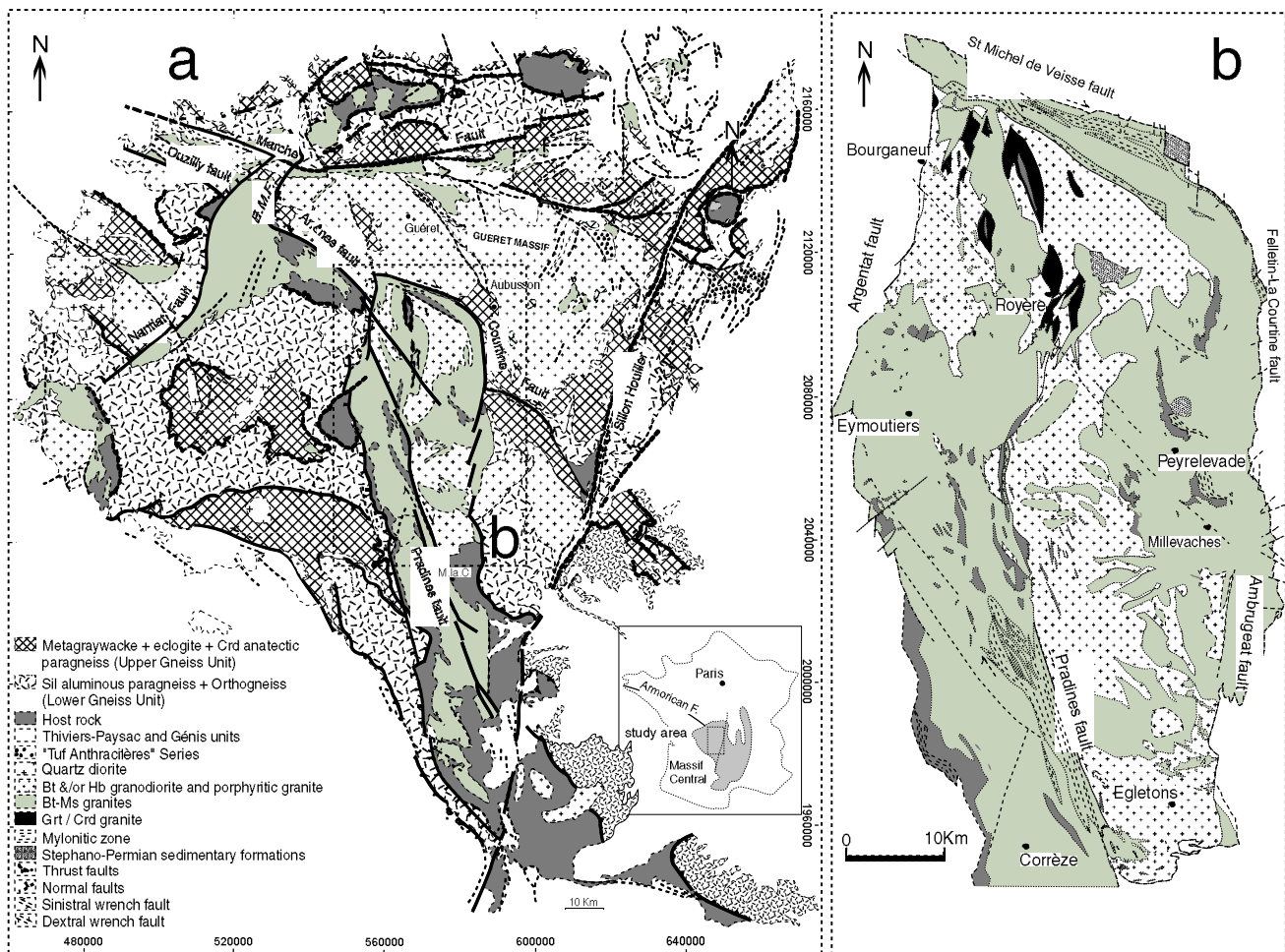


Figure1: Simplified geological map of the north-western part of the Massif Central, France.(a) Structural map of the study area in the French Massif Central. (b) Millevaches massif lithologic units map.

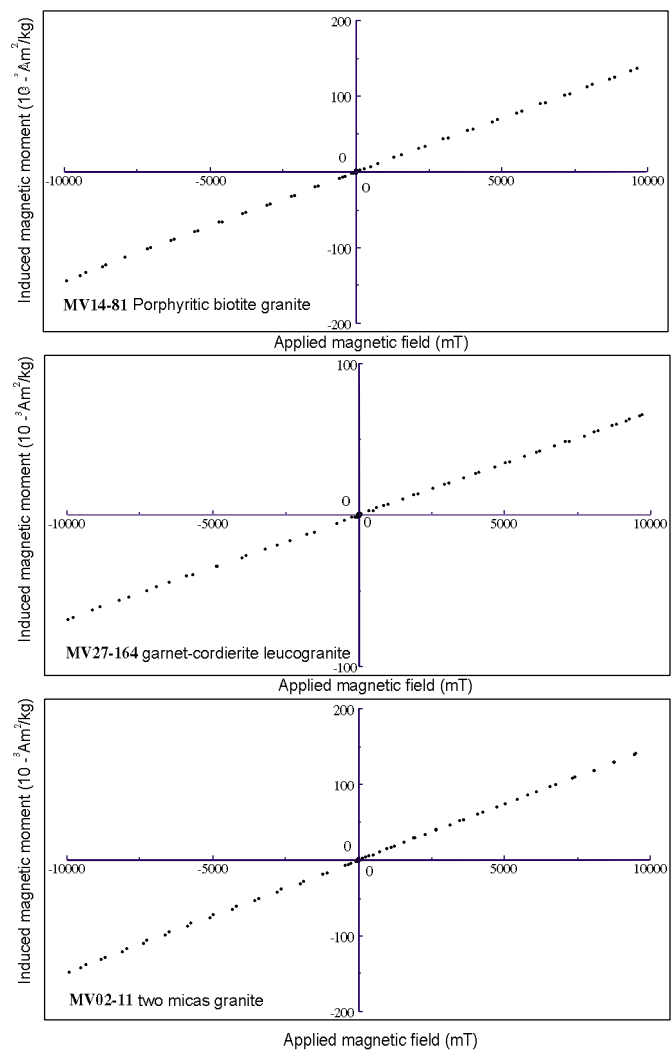


Figure 2: Hysteresis curve showing linear and superposing induced magnetic moments with respect to increasing and decreasing applied magnetic fields.

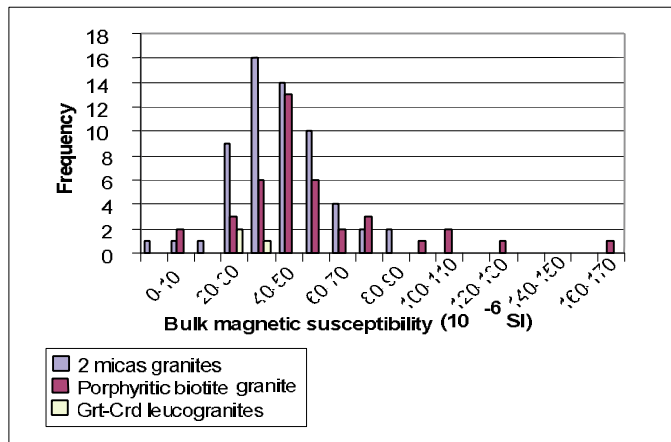
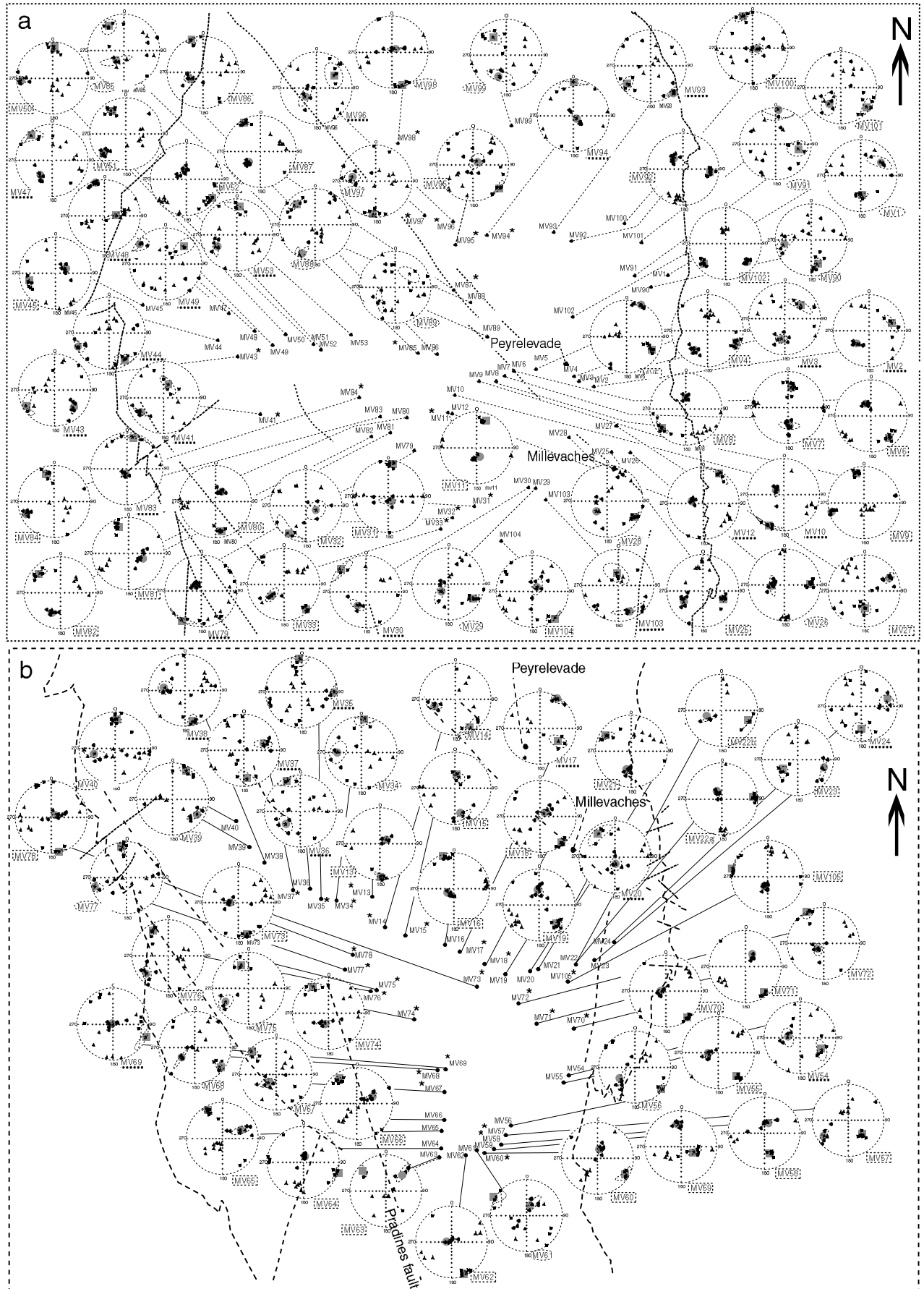


Figure 3: Frequency histogram for bulk magnetic susceptibility



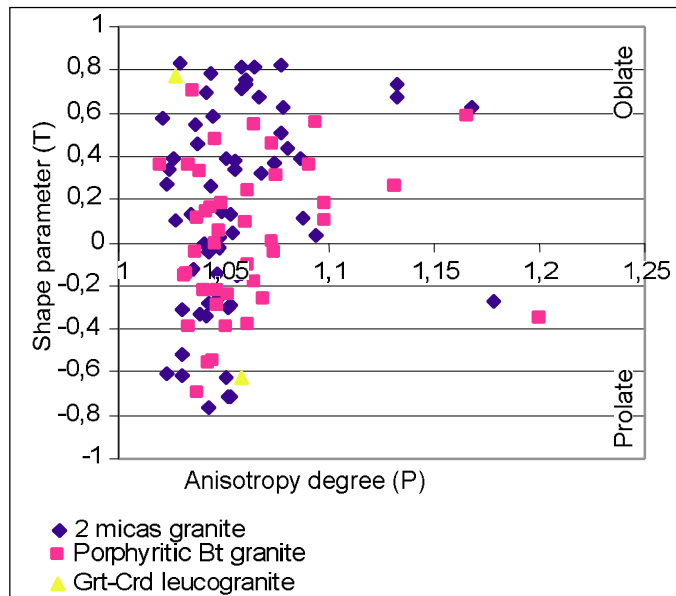


Figure 5: Plot of the shape (T) and anisotropy degree (P) parameters showing a well mixed pattern of the linear (prolate) and planar (oblate) shapes between the two principal types of granite.

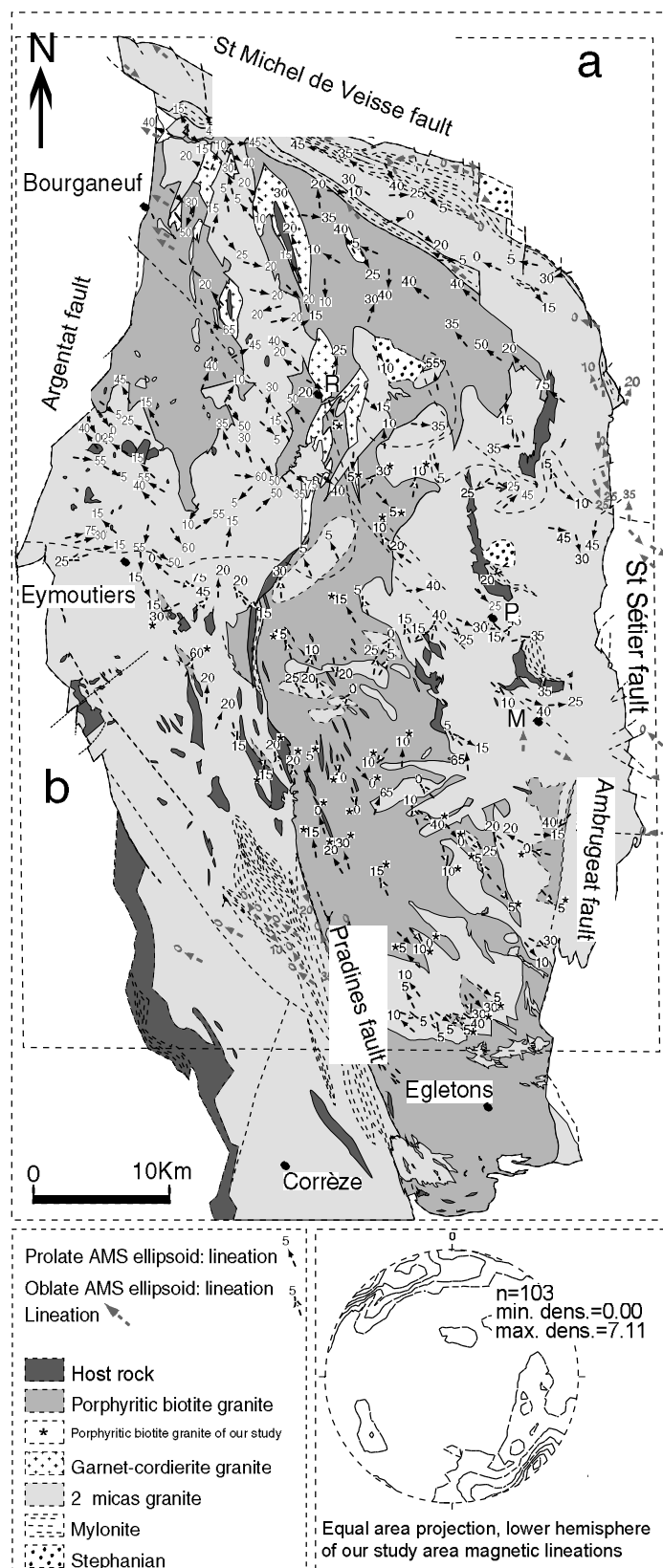


Figure 6: Magnetic lineations of the Millevaches massif
a) AMS data from Jover (1986), b) AMS data from our study area.

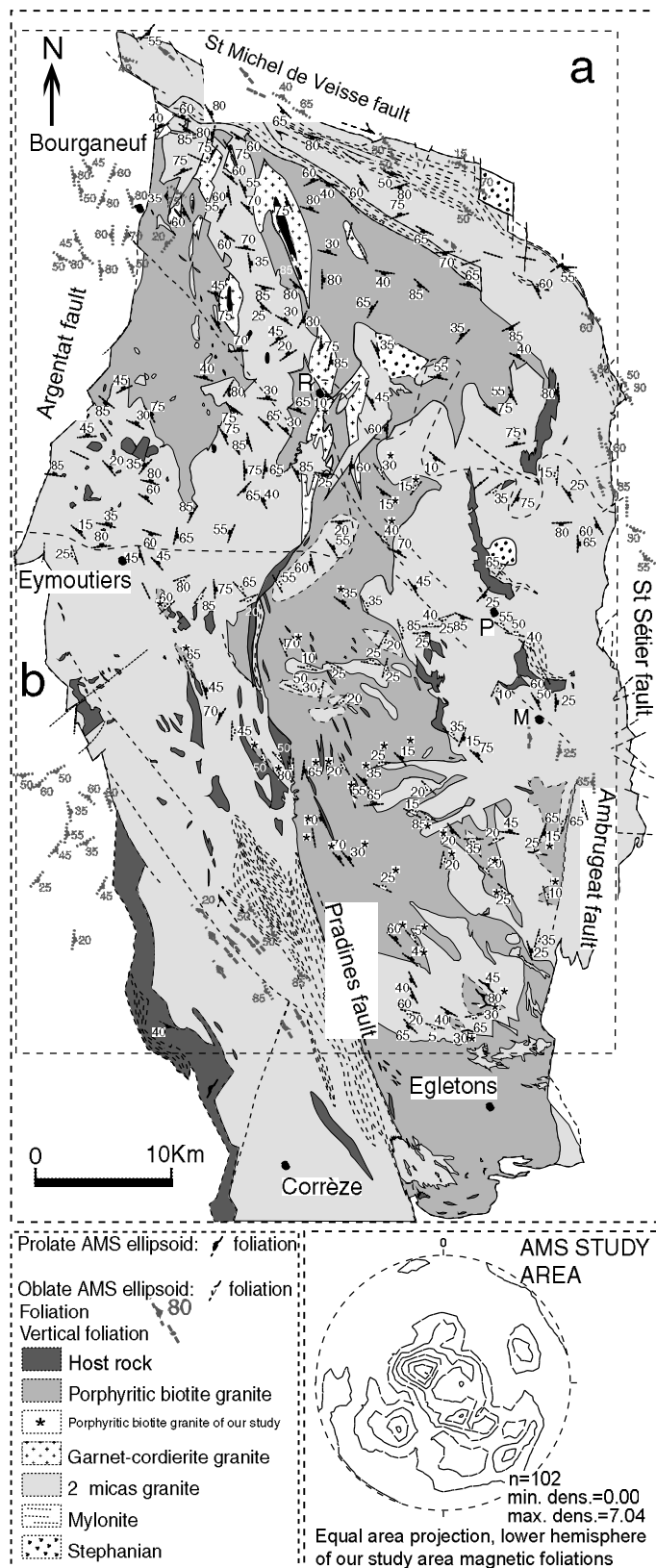


Figure 7: Magnetic foliations of the Millevaches massif
a) AMS data from Jover (1986), b) AMS data from our study area.

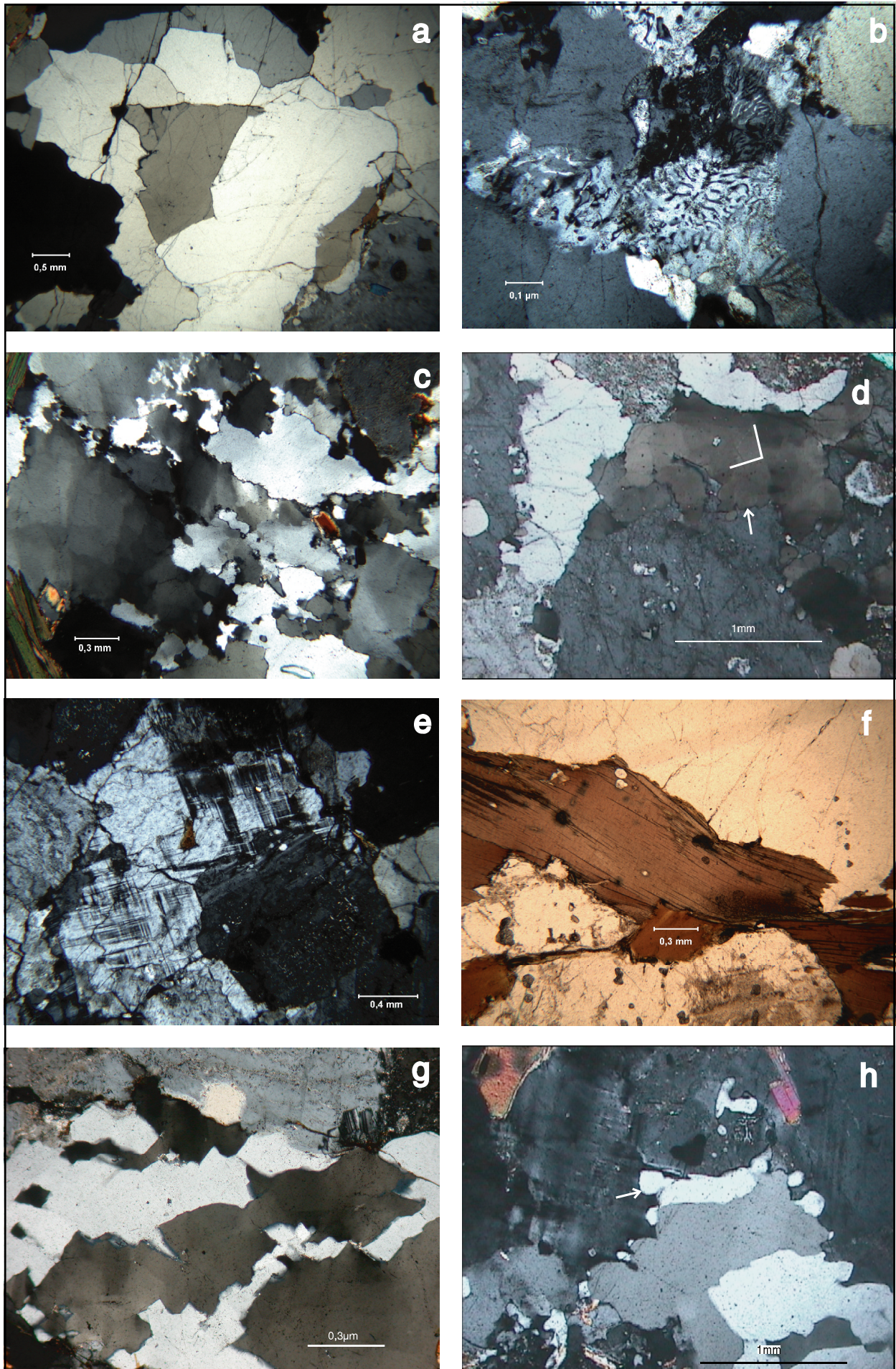


Figure 8: Details of microstructures

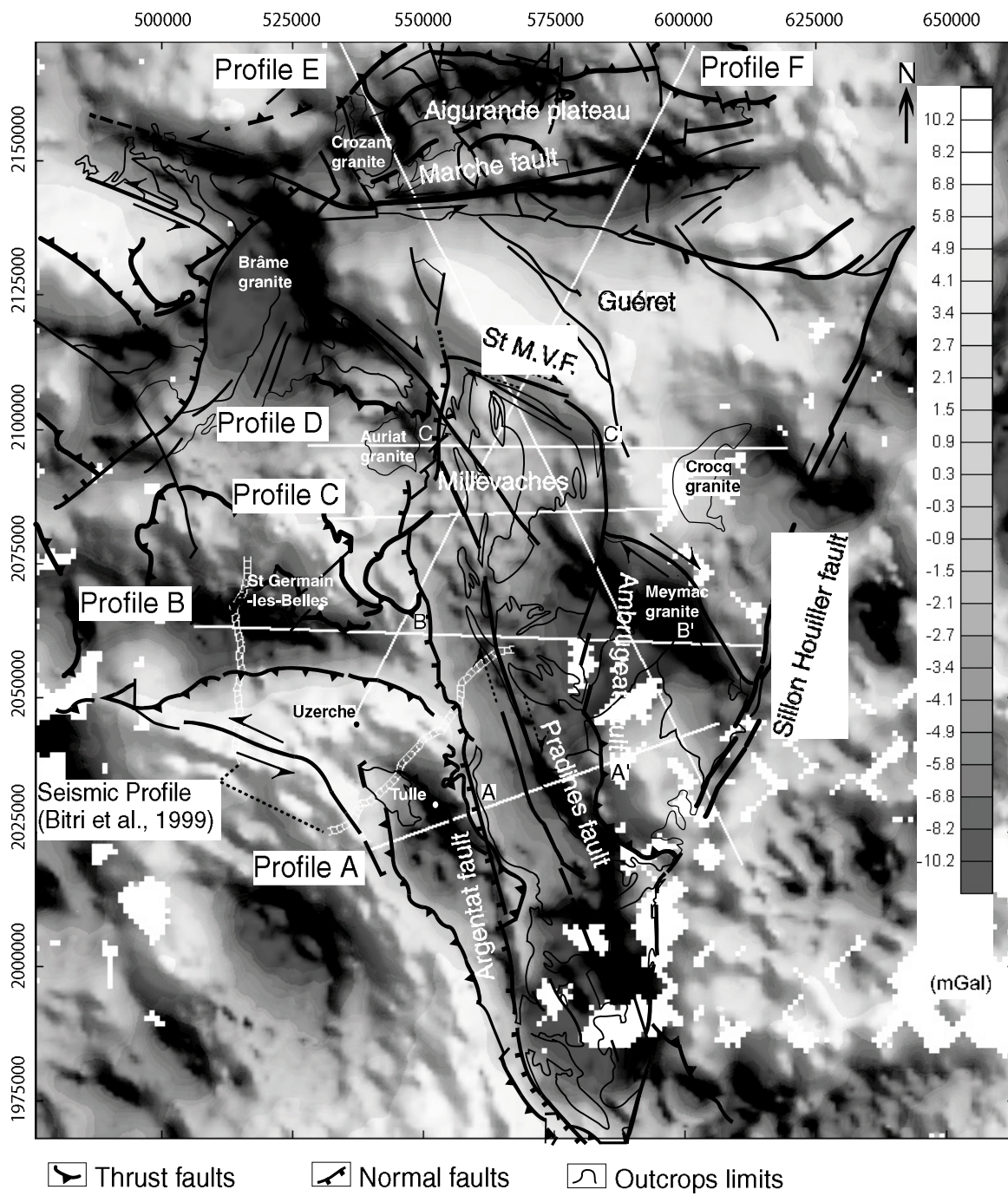


Figure 9 : Profiles location on Residual Bouguer anomaly map of the north-western part of the Massif Central.

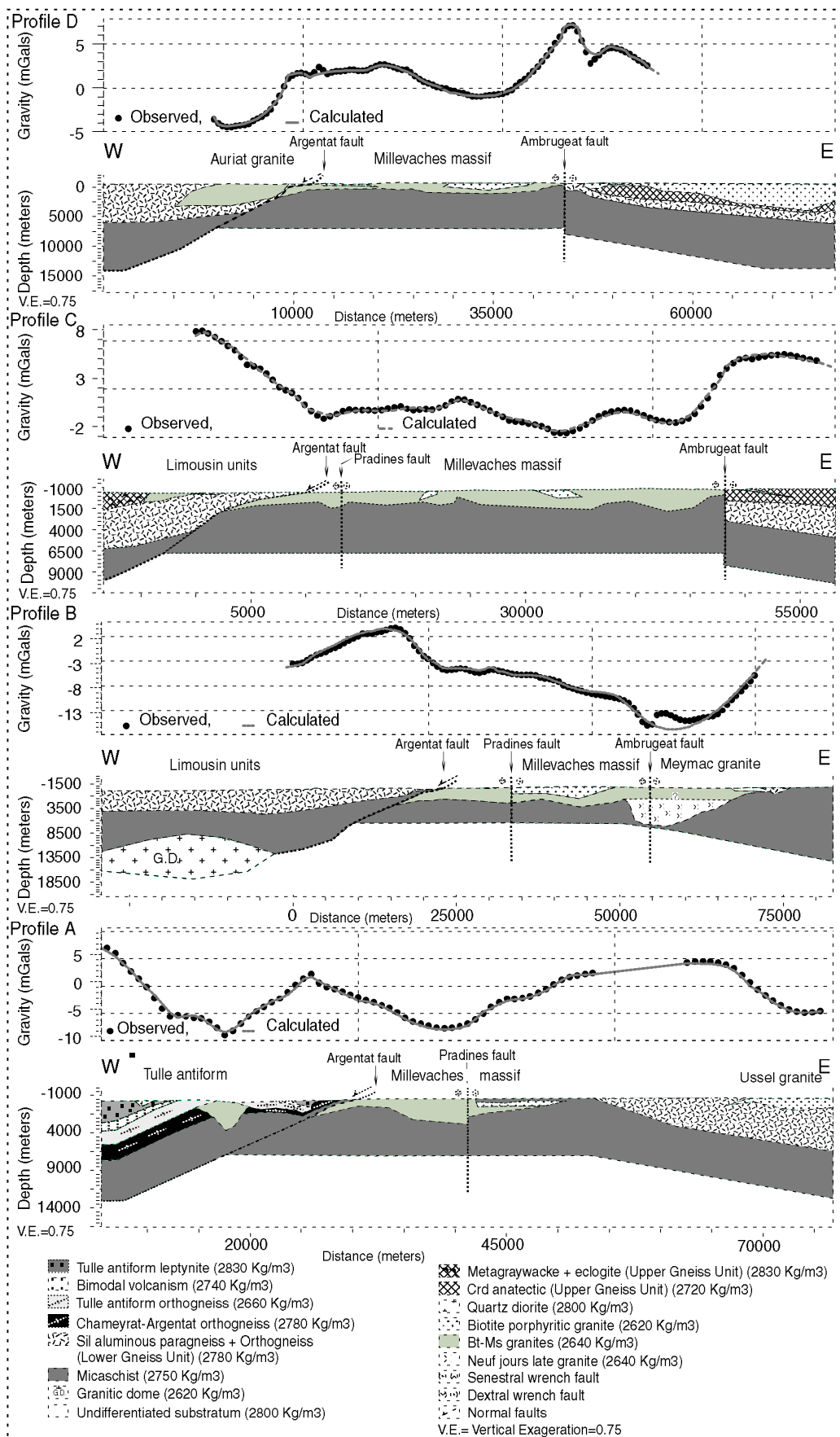


Figure10

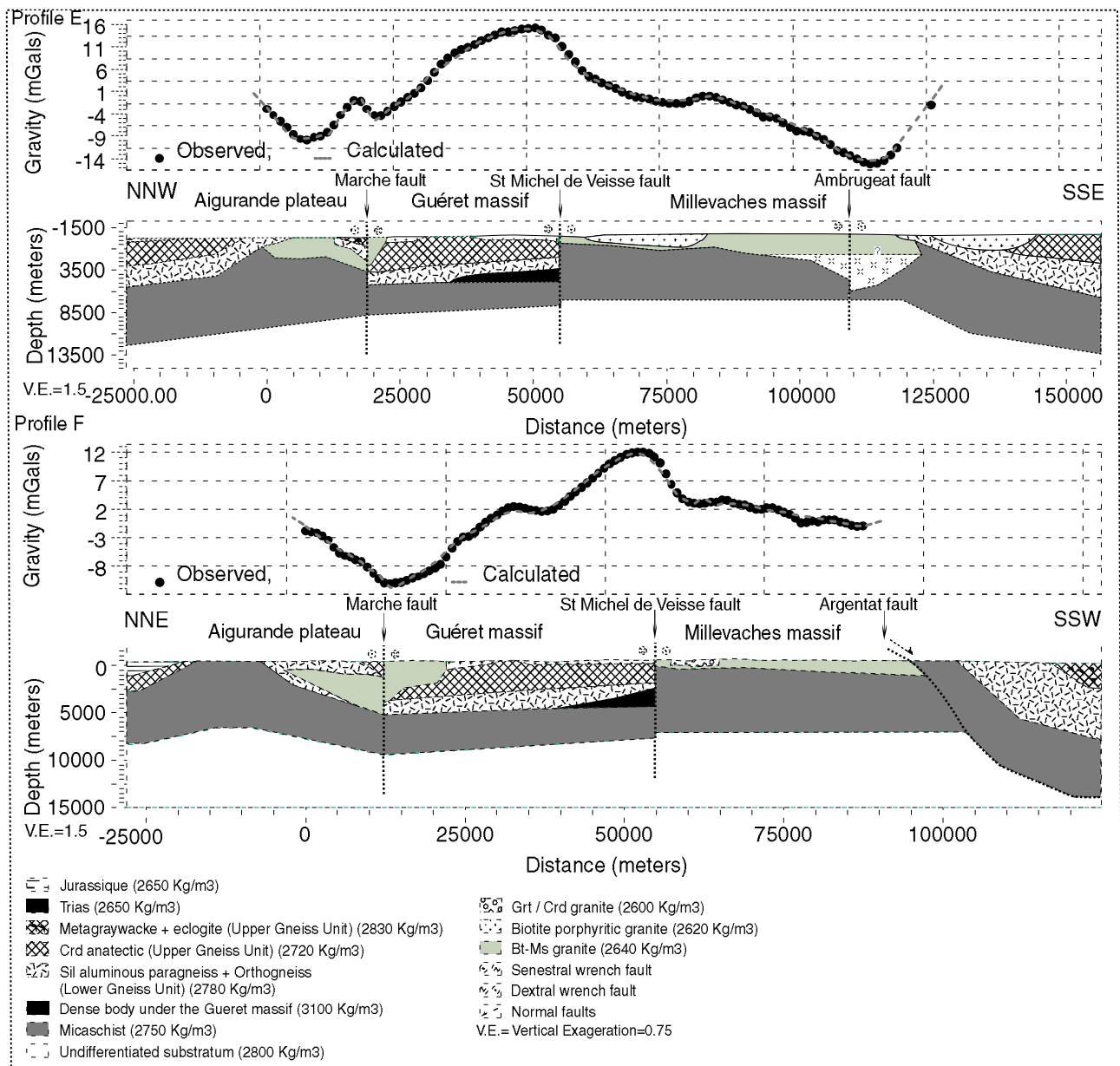


Figure 11

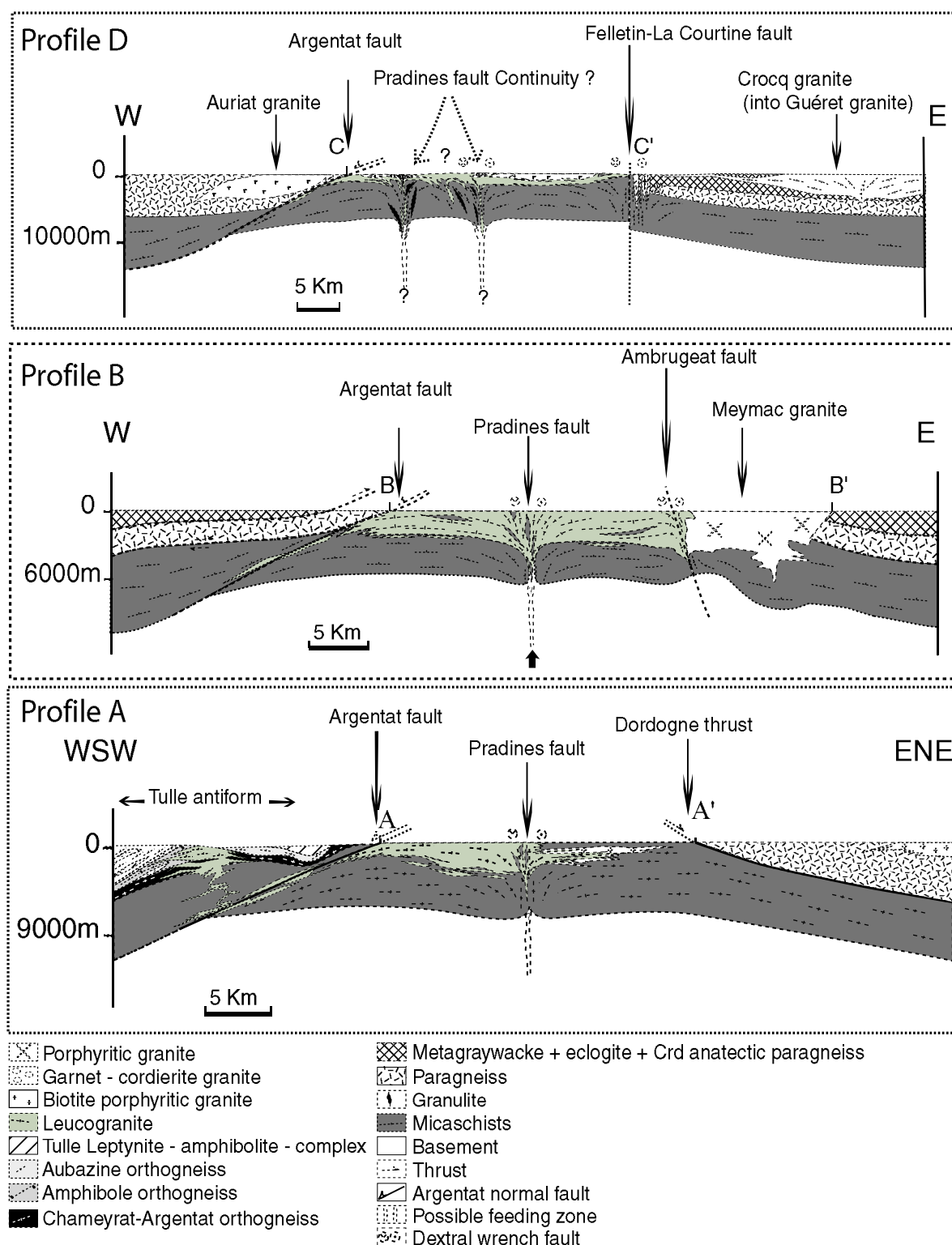


Figure 12:

Sketch geological cross-sections, built from AMS and Gravity data, through the Millevaches granitic massif along profiles A, B and D (location on Figure 9).

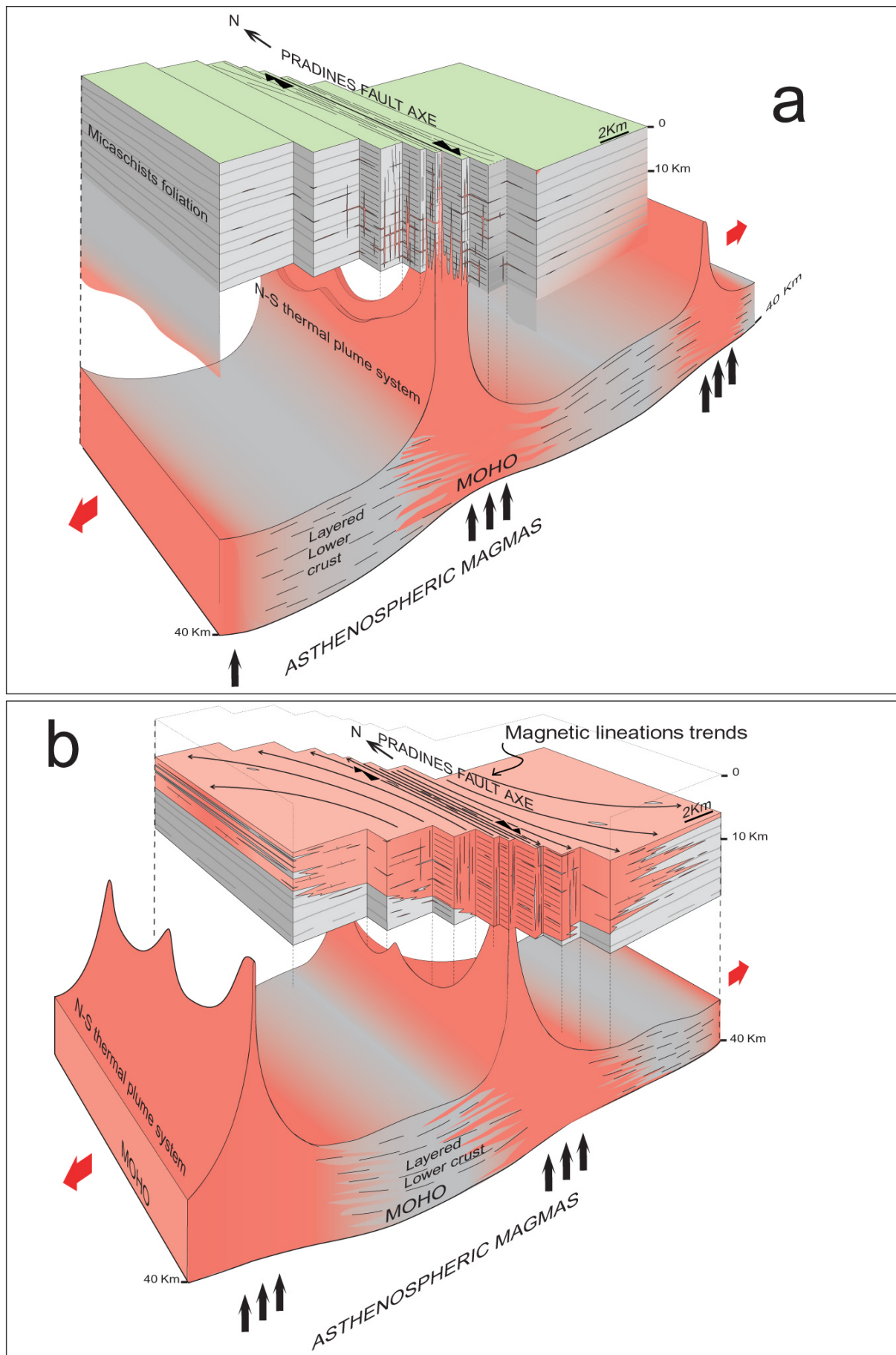


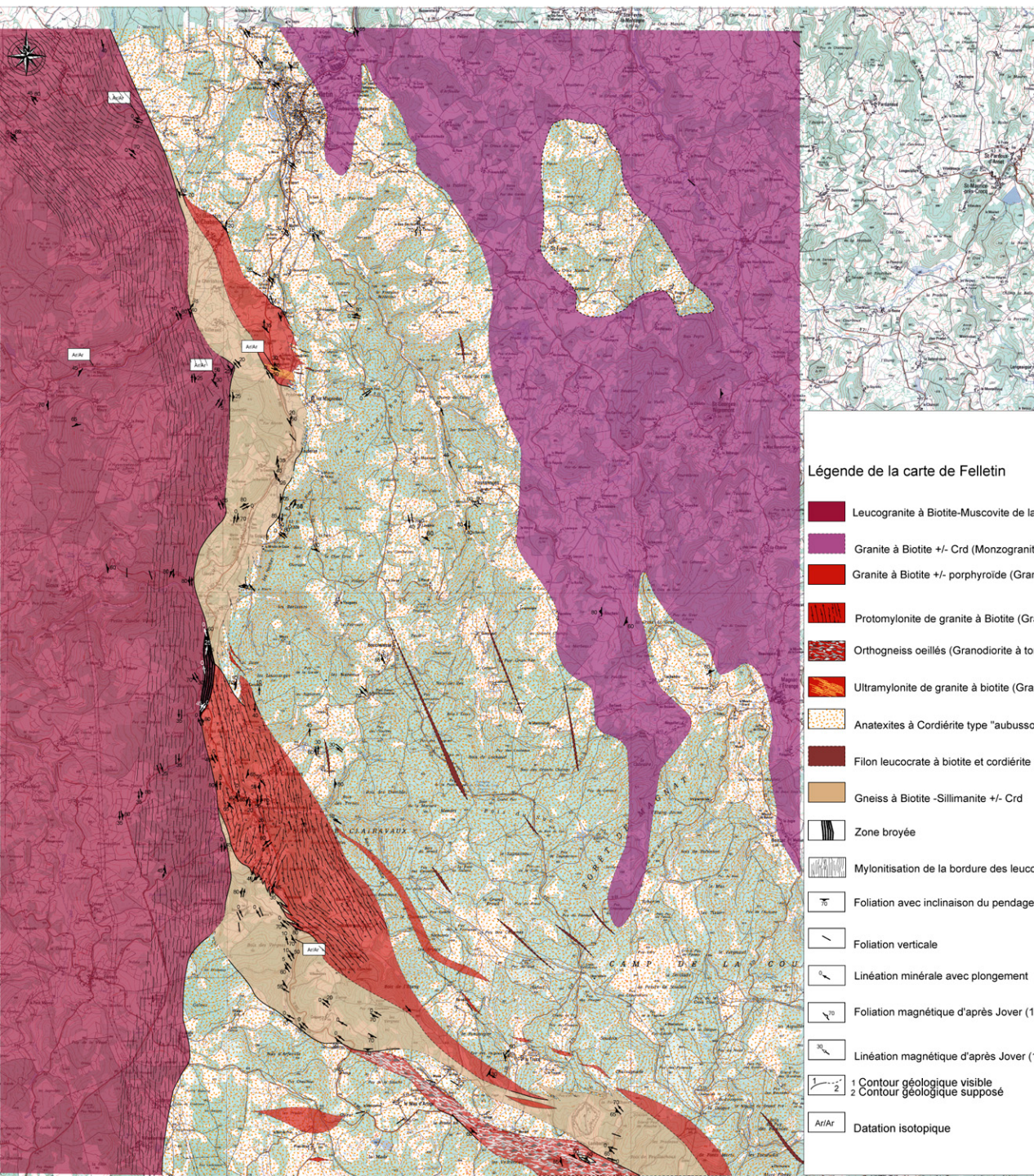
Figure 13

Table1


Site	TYPE	N	BMS		K1				K3			P' (%)	T
				Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$	Dec	Inc	$\alpha_{95\min}$	$\alpha_{95\max}$		
MV1	2 micas γ	5	30,7	186,1	44,9	4,3	6,5	53,7	34,5	0,6	26,4	4,7	-0,138
MV2	2 micas γ	6	51,7	71,7	33,9	8,3	22,1	220,6	49,1	2,5	10	4,3	-0,274
MV3	2 micas γ	6	60,2	49,5	41,3	9,1	32,5	190,1	43,2	10,4	12,8	2,6	0,83
MV4	2 micas γ	8	51,6	114,9	14,3	6,1	11	214,9	33,9	4,1	7,7	4,9	0,389
MV5	2 micas γ	7	34,7	116,4	27,5	2,7	11,4	23,9	3,4	5,3	8,8	4,3	-0,047
MV6	2 micas γ	7	37,7	138,8	24,8	5,8	10,6	339	62,9	4,1	6,4	5,4	0,71
MV7	2 micas γ	9	43,5	8,3	42,7	6,6	10,5	176,7	48,2	8,4	23,7	3,7	0,455
MV8	2 micas γ	8	37,5	231,4	16,8	4,5	17,8	0,5	63,1	3,9	4,9	3,9	0,698
MV9	2 micas γ	8	56,2	345,9	15,3	3,6	4,8	255,1	4,7	2,1	9,8	9,7	0,183
MV10	porphyritic Bt γ	6	60,8	206,6	5,6	4,1	25,5	296,6	70,6	3	15	7,3	0,63
MV11	porphyritic Bt γ	5	55,7	11,7	23,3	1,9	5,9	189,4	66,7	2	6,2	8,9	0,364
MV12	2 micas γ	6	44,9	27,7	7,4	5,1	28,1	284	65,6	4,1	5,5	5,9	0,815
MV13	porphyritic Bt γ	4	51,2	178,1	10,3	4,4	17	57	72,5	5,2	13,2	4,4	0,159
MV14	porphyritic Bt γ	4	63,1	152,4	10,4	11,4	29,5	252,4	38,9	6,9	20	3,7	0,111
MV15	2 micas γ	5	71,2	20,5	63,5	10,4	14,1	163,9	20,6	7,9	20,1	3,5	-0,122
MV16	2 micas γ	8	55,9	345,8	11,7	3,5	8,6	206,5	75,4	1,8	5,2	12,2	0,679
MV17	porphyritic Bt γ	4	47,2	125,4	37,2	11,3	25,2	31,3	5,6	10,2	11,8	4,8	0,053
MV18	porphyritic Bt γ	6	66,7	139,5	0,6	5,7	9,5	50,5	79,1	6,5	21,8	7,4	-0,047
MV19	2 micas γ	10	61,4	137,2	22,5	7,6	13,3	3	59,3	7,2	13,4	8,4	0,394
MV20	2 micas γ	7	47,9	325,2	21,7	14	31,6	172,1	73,6	13,1	14,9	5,5	0,735
MV21	2 micas γ	6	51,2	300,7	19,1	5,9	19,1	188,8	44,1	4,4	8,5	12,1	0,736
MV22a	2 micas γ	6	69,9	87,8	9	4	5,1	317,9	75,9	3,4	8,5	8,6	0,11
MV22b	2 micas γ	3	69,9	113,3	18,6	0,1	22,5	236,1	54,8	2,8	22,5	8,6	0,11
MV23	2 micas γ	5	52,5	229,2	46,3	9	14,8	110,9	23,8	6	21,3	5,4	0,339
MV24	2 micas γ	7	43,7	179,3	27,7	17,7	27,2	80,4	29,3	13,7	19,2	2,3	0,34
MV25	2 micas γ	9	46,1	111,2	38,7	3,7	6,6	239,7	38,3	3,8	15,2	3,8	-0,332
MV26	2 micas γ	9	39,3	86,7	27,5	3,4	6,3	265,5	61,7	6,1	23,9	4,8	-0,622
MV27	Grt-Crd leucopy	9	39,6	179	51,8	11,8	18,6	62,5	22,5	6,6	17,1	2,4	0,773
MV28	2 micas γ	7	41,9	120,1	12,7	3,9	12,9	227,8	56,3	10,7	39,5	15,8	0,63
MV29	2 micas γ	7	47,8	120,1	12,7	3,9	12,9	227,8	56,3	10,7	39,5	4,9	-0,714
MV30	2 micas γ	4	57,6	310,7	4,8	16,7	26,8	214,1	53,1	8,5	18,4	5,3	0,811
MV31	porphyritic Bt γ	7	49	0,6	8,9	4,3	8,4	192,1	80,2	7,2	20	4,6	-0,292
MV32	porphyritic Bt γ	5	56,3	214,1	10	15,2	44,3	113,4	65	19,3	26,3	15,6	0,583
MV33	porphyritic Bt γ	7	67,4	138,9	2	2,8	10,2	229,2	53,6	8,9	21,5	5,2	-0,243
MV34	porphyritic Bt γ	5	32,4	5,9	5,6	14,7	23,2	271,1	34,9	19,4	26,5	4,7	-0,219
MV35	porphyritic Bt γ	8	60,1	357,1	8	15	23,5	89,5	10,8	7,5	20,1	3,8	0,331
MV36	2 micas γ	6	92,6	337,4	8,1	13,3	27,6	229,4	44,4	14,6	19,7	4,2	0,586
MV37	porphyritic Bt γ	7	86,2	173,7	20,9	11,2	27,7	71,8	42,1	8,6	23,8	4,2	0,147
MV38	2 micas γ	8	49,5	165,5	10,7	9,1	21,2	277,3	43,4	14,3	18,2	7,8	0,439
MV39	2 micas γ	6	58,3	25,8	13,6	7,8	13,7	121,7	21,3	7,1	24,3	5,8	-0,141
MV40	Grt-Crd leucopy	9	47,3	3,1	21,4	8,1	11,3	254,9	41,1	9	35,7	5,5	-0,626
MV41	porphyritic Bt γ	5	67,4	19,7	58,7	9,2	27,3	238,9	22,7	3,7	15,6	6,2	0,544
MV43	porphyritic Bt γ	6	172,9	241,5	9,9	9,1	37,4	133,4	30,5	3,5	16	3,2	0,706
MV44	2 micas γ	7	97,3	151,1	16,8	11,1	22,5	246,5	3,7	9,9	20	4,1	-0,006
MV45	2 micas γ	7	73,3	252,7	22,8	3,2	15,3	69,8	66,9	3,8	11,7	4,3	0,263
MV47	2 micas γ	6	51,5	319,3	11,2	11,6	28,5	216,7	42,8	3,9	12,9	2,5	0,394
MV48	2 micas γ	6	59,6	87,4	62,7	3,7	38,5	341,9	7,5	3,4	6,7	6,9	0,827
MV49	2 micas γ	6	83,9	46,1	31,1	13,1	34,8	304,3	5,6	12,4	19,1	6,3	0,671
MV50	2 micas γ	6	134,2	1,8	20,5	4	12,6	266,4	13,2	6,8	13,3	3,1	-0,153
MV51	2 micas γ	7	66,4	327,4	24,2	6,1	9,4	228,8	20	4,2	14,4	4,9	0,142
MV52	2 micas γ	9	57,6	130,3	17,9	3,9	13,4	337,4	70,8	3,9	8,9	3,4	0,136
MV53	2 micas γ	6	43,5	359,5	25,4	7,3	30,9	240,8	32,9	6	21,9	2,7	0,107
MV54	2 micas γ	6	14,8	119,2	31,6	10,7	27	272,4	61,2	13,2	22	9,4	0,035
MV55	2 micas γ	6	58	140,3	10,7	2,3	5,6	258	68,5	4,9	11,6	4,8	-0,247
MV56	2 micas γ	6	116,5	128,5	2,9	5,6	12,3	227,3	48,4	4,3	28,8	5,1	-0,39
MV57	porphyritic Bt γ	6	58,5	137,7	31,7	5,4	6	237,4	12,9	4,8	15,9	6,1	-0,379
MV58	porphyritic Bt γ	6	57,5	161,1	29,3	3,5	5,4	17,7	54,7	4,4	19,2	4,5	-0,547
MV59	2 micas γ	6	36,4	111,9	47,6	7	22,5	352,6	25,7	5,7	7,7	6,8	0,323
MV60	porphyritic Bt γ	6	39,4	121,5	4,5	1,3	6,9	22,7	61,3	5,8	17,8	6	0,094
MV61	2 micas γ	7	37,8	301	0,5	9,7	20	28,9	51,1	9,2	31,4	3	-0,31
MV62	2 micas γ	6	49,4	154,2	3,7	3,9	8,7	348,5	84,6	3,7	13,4	5,2	-0,305
MV63	2 micas γ	5	47,2	311,9	8,6	3,8	15,7	45	23,5	7,1	25,5	5,6	-0,148
MV64	2 micas γ	8	43,8	108,6	1,4	3,8	14,5	6,1	72,7	3,3	12,9	7,7	0,508
MV65	2 micas γ	8	56,6	331,3	7,9	3	11,9	65,2	34,3	8,3	25,2	4,3	-0,278
MV66	2 micas γ	8	48,2	322,1	9,6	5	6,5	62,5	43,3	5,1	17,5	5,3	-0,295
MV67	porphyritic Bt γ	6	50,5	312,6	3,8	8,4	17,8	222,2	54,2	11	25,5	3,3	-0,387
MV68	porphyritic Bt γ	6	57,2	128,8	7,6	5,4	13,3	233,4	40,2	3,9	32,2	3,7	-0,699
MV69	porphyritic Bt γ	7	40,4	111,8	1,6	9	29,6	141,7	89,6	6,9	19,2	4,6	0,48
MV70	porphyritic Bt γ	7	54,1	139,9	4,3	3	5,3	262,5	82,1	3,1	11	9,8	0,102
MV71	porphyritic Bt γ	5	50,6	144,6	6,7	4	7,2	40	64,3	2,4	5,8	7,3	0,006
MV72	porphyritic Bt γ	6	81,7	330,7	6,3	9,8	13,6	221,9	71,1	9,8	14	7,5	0,314
MV73	porphyritic Bt γ	8	56,5	164,6	9,8	3,6	16,3	272,2	71,2	6,5	15,1	4,9	0,185
MV74	porphyritic Bt γ	6	79	330,4	15,8	9,5	18,2	201,4	67,4	3,6	20,5	4,6	-0,005
MV75	porphyritic Bt γ	4	46,6	342,7	31,8	12,7	18,2	239,1	26,4	11,5	23,3	3,2	-0,146
MV76	porphyritic Bt γ	6	42,4	328,8	19,5	2,2	17,8	230,9	23,9	10,6	16,2	3,6	-0,044
MV77	porphyritic Bt γ	7	68,4	352,1	15,6	5,7	14,5	254,5	9,6	9,2	24,8	4,3	-0,558
MV78	porphyritic Bt γ	8	58,2	167,2	1,5	5,1	12,8	71,4	76,3	4,8	15,5	6,9	-0,258
MV79	2 micas γ	8	44,3	214,4	4,6	4,5	29,4	319,2	71,1	3,7	5,6	4,4	0,788
MV80	2 micas γ	6	61,5	171	21,2	3,8	8,1	24,8	64,4	5,1	7,4	7,4	0,374
MV81	2 micas γ	7	58,8	337,2	18,3	2	10,9	106	59,8	3,2	14,6	5,4	0,049
MV82	2 micas γ	6	65,1	313,7	22,6	6	15,8	202,7	41,7	3,5	8,2	6	0,749
MV83	2 micas γ	4	9,7	9,6	10,8	3,1	36,5	198,7	77,6	3,6	8,6	3,6	0,547
MV84	porphyritic Bt γ	6	80,9	345,5	20,7	3,6	17,5	247,6	16,9	4,1	13	6,1	0,238
MV85	porphyritic Bt γ	6	16,5	327,6	22,8	15,4	19,4	216,3	59,5	8,3	43,4	20	-0,351
MV86	Grt-Crd leucopy	6	35,2	339,2	4,7	7,7	14,3	244,4	56,1	9,3	14,6	13,1	0,26
MV87	porphyritic Bt γ	6	47,6	328,8	8,6	4,3	13,5	226,6	50	3,9	4,5	7,3	0,455
MV88	2 micas γ	7	83,1	312,4	21,3	8,6	15,6	207,9	6,9	5,5	36	5,2	-0,718
MV89	2 micas γ	8	72,1	47,1	44,5	14,8	26,7	229,4	42	7	30,8	2,3	-0,61
MV90	2 micas γ	7	49,6	167	31,4	5,5	16,2	259,8	21,5	10,8	40,6	4,3	-0,768
MV91	2 micas γ	6	34,2	101,9	36,6	16	28,1	4	4,6	27,1	36,4	3	-0,617
MV92	2 micas γ	9	52,4	95,2	25	4,3	5,9	319,8	56,9	4,5	5,9	5,5	0,379
MV93	2 micas γ	7	27,6	232,6	19,8	9,3	23,3	140,2	1,1	8,7	14,9	2,1	0,576
MV94	porphyritic Bt γ	5	54,8	359,8	6,1	13,1	30,1	131,8	80,8	1,4	19,9	2	0,359
MV95	porphyritic Bt γ	9	31,5										

ANNEXE 8

Carte géologique de la France à 1/50000 - Feuille 691 - FELLETIN



Légende de la carte de Felletin

-  Leucogranite à Biotite-Muscovite de la bordure NE du Millevaches
-  Granite à Biotite +/- Crd (Monzogranite)
-  Granite à Biotite +/- porphyroïde (Granodiorite à tonalite)
-  Protomylonite de granite à Biotite (Granodiorite à tonalite)
-  Orthogneiss ocellés (Granodiorite à tonalite)
-  Ultramylonite de granite à biotite (Granodiorite à tonalite)
-  Anatexites à Cordièrite type "aubussonite"
-  Filon leucocrate à biotite et cordièrite
-  Gneiss à Biotite -Sillimanite +/- Crd
-  Zone broyée
-  Mylonitisation de la bordure des leucogranites de Millevaches
-  Foliation avec inclinaison du pendage
-  Foliation verticale
-  Linéation minérale avec plongement
-  Foliation magnétique d'après Jover (1986)
-  Linéation magnétique d'après Jover (1986)
-  1 Contour géologique visible
2 Contour géologique supposé
-  Aa/Ar Datation isotopique